

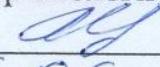
МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Федеральное государственное автономное образовательное учреждение
высшего образования
«ТЮМЕНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ИНСТИТУТ НАУК О ЗЕМЛЕ
Кафедра геоэкологии и природопользования

РЕКОМЕНДОВАНО К ЗАЩИТЕ
В ГЭК

Заведующий кафедрой

Доктор биологических наук, доцент

 А.В. Синдирева
5.06. 2023 г.

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
магистерская диссертация

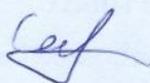
МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА ПОСТПИРОГЕННЫХ ПОЧВ
ЮЖНОЙ ТУНДРЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

05.04.06 Экология и природопользование

Магистерская программа «Геоэкология нефтегазодобывающих регионов»

Выполнил работу

студент 2 курса
очной формы обучения



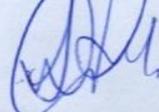
Сидоров Дмитрий Сергеевич

Руководитель
к.т.н., доцент



Геннадников Виктор Борисович

Рецензент
д.б.н., доцент

 Соромотин Андрей Владимирович

Тюмень
2023 год

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|----|
| ВВЕДЕНИЕ | 4 |
| ГЛАВА 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУНДРОВЫХ ПОЧВ..... | 6 |
| ГЛАВА 2. ВИДЫ ТЕПЛООБМЕНА В ПОЧВЕ | 7 |
| ГЛАВА 3. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ..... | 10 |
| ГЛАВА 4. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС..... | 12 |
| 4.1. ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ..... | 12 |
| 4.2. РАСТИТЕЛЬНОСТЬ | 14 |
| 4.3. РЕЛЬЕФ | 15 |
| 4.4. ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ | 17 |
| ГЛАВА 5. МЕСТО ИЗМЕРЕНИЙ..... | 18 |
| ГЛАВА 6. ИЗМЕРЕНИЯ..... | 20 |
| 6.1. ЛОГГЕРЫ КОМПАНИИ НОВО | 20 |
| 6.2. ОТБОР ОБРАЗЦОВ ПОЧВЫ НА ГОРЕЛОМ И КОНТРОЛЬНОМ УЧАСТКАХ..... | 22 |
| 6.3. РАБОТА С ГАЗОАНАЛИЗАТОРАМИ | 23 |
| 6.4. ИЗМЕРЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ЛИСТЬЕВ КУСТАРНИКА И ВЫЧИСЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА LAI..... | 25 |
| ГЛАВА 7. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ | 26 |
| 7.1. ДОПУЩЕНИЯ..... | 28 |
| ГЛАВА 8. УРАВНЕНИЯ МОДЕЛИ..... | 31 |
| 8.1. ДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В ПОЧВАХ | 31 |
| 8.2. ЗАДАЧА СТЕФАНА О ПРОМЕРЗАНИИ ГРУНТА..... | 34 |
| 8.3. УРАВНЕНИЕ ДЛЯ КУСТАРНИКОВОГО СЛОЯ | 35 |
| 8.4. УРАВНЕНИЕ ДЛЯ СЛОЯ ЛИШАЙНИКОВОГО ПОКРОВА | 37 |
| 8.4.1. Уравнение для переноса тепла | 37 |
| 8.4.2. Уравнение переноса влаги | 40 |
| 8.5. УРАВНЕНИЯ ДЛЯ СЛОЯ ПОЧВЫ..... | 41 |

| | |
|---------------------------------------|----|
| 8.5.1. Уравнение влагопереноса | 41 |
| 9.5.2. Уравнение переноса тепла | 42 |
| ГЛАВА 9. РАЗНОСТНЫЕ СХЕМЫ | 45 |
| ГЛАВА 10. РЕЗУЛЬТАТЫ | 51 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ | 57 |
| БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК | 58 |
| ПРИЛОЖЕНИЕ | 62 |

ВВЕДЕНИЕ

Все больше внимание общественности, правительств и научного сообщества приковано к проблеме глобального изменения климата. Одним из основных определяющих факторов его изменения является полярная амплификация, заключающаяся в том, что изменение температур происходит быстрее в полярных и высоких широтах. Связано это с зависимостью тепловых потоков от широты и с наличием вечной мерзлоты. Мерзлота является “аккумулятором холода”, поэтому ее исчезновение способствует увеличению почвенных температур. К тому же при ее таянии в атмосферу в большом количестве выделяются парниковые газы, что может способствовать ускорению изменения климата. Таким образом, потепление климата ускоряет оттаивание вечномерзлых грунтов, а их оттаивание, в свою очередь, способствует потеплению климата – появляется положительная обратная связь. Потепление климата сказывается на частоте появления пожаров, в том числе и в северных территориях России с мерзлотными экосистемами. Пожары существенно сдвигают радиационный баланс в сторону поглощения солнечной радиации. Из-за крайне медленных темпов восстановления тундровой растительности и почв вследствие суровости климата любое изменение в радиационном балансе очень сильно влияют на дальнейшее состояние тундровых почв и мерзлоты. Для мониторинга состояния почв необходимо знать динамику распределения тепла и те параметры, которые наибольшим образом влияют на распределение тепла в почвах. Для этого необходима математическая модель, основанная на физических законах распределения тепла и влаги в почвах. Опираясь данная модель должна на данные по состоянию почвенно-растительного покрова.

Цель исследования: создание модели динамики распределения тепла в тундровых почвах на основе анализа состояния почвенно-растительного покрова.

Задачи:

1. Оценить состояние почвенно-растительного покрова на фоновых и постпирогенных участках в тундре.
2. Выявление ключевых параметров, вносящих основной вклад в тепловой режим почв.
3. Создание математической модели распределения тепла в тундровых почвах.

Объект исследований: почвенно-растительный покров тундры Газовского полуострова.

Предмет исследований: анализ теплового режима почвенного покрова, определяющего мощность сезонно талого слоя.

Научная новизна: впервые для зоны тундр Западной Сибири проведен расчет и создана модель, позволяющая оценить тепловой режим почв.

Защищаемые положения:

1. Основной характеристикой растительного покрова, влияющей на тепловой режим в системе растительность - почва является коэффициент LAI (общая площадь листовых пластинок, приходящаяся на 1 м^2 почвы), проявляющиеся в изменении транспирации, альбедо и затенении поверхности.
2. Созданная модель позволяет эффективно описывать профиль температуры почв.

Практическая значимость: модель можно использовать для предсказания дальнейшего изменения температурного режима почв тундры и скорости оттаивания мерзлотного грунта на постпирогенных участках.

ГЛАВА 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТУНДРОВЫХ ПОЧВ

Почвы тундры характеризуются весьма низкой пористостью, большой плотностью, слабой фильтрационной способностью.

Из-за низкого залегания многолетнемерзлых пород, препятствующих движению влаги вниз, а также вследствие слабой испаряемости, тундровые почвы являются переувлажненными.

Также эти почвы характеризуются малым содержанием гумуса, так как, из-за крайней суровости климата, поток биомассы в почву невелик и темпы минерализации и гумификации в почве крайне низкие. В итоге растительные остатки часто накапливаются на поверхности в виде тонкого торфянистого слоя.

Наличие многолетней мерзлоты обуславливает неопределенность почвенных горизонтов вследствие происходящих криогенных процессов. Периодическое оттаивание и промерзание грунтов способствует развитию процессов вспучивания, морозобойного трещинообразования, солифлюкции и др. почвенная толща многократно перемешивается. Почвенные горизонты неясно выражены, перемешаны, изогнуты, разорваны, с нарушениями целостности почвенного профиля.

В профиле тундровых почв часто выделяют органогенный горизонт, в составе которого находятся живой моховой покров и растительные остатки разной степени разложения. Под ним лежит минеральная оглеенная толща, в верхней части которой выделяется бесструктурный, или со слабо выраженной комковатой структурой, горизонт. На глубине 40 — 100 см присутствует льдистая мерзлота.

ГЛАВА 2. ВИДЫ ТЕПЛООБМЕНА В ПОЧВЕ

Механизмы переноса тепла на атомно-молекулярном уровне могут быть различными. Выделяют четыре основных механизма переноса тепла: кондукция (контактная теплопроводность), конвекция, перенос скрытого тепла, излучение.

Кондукция, или собственно сама теплопроводность, связана с переносом тепла при непосредственном соприкосновении частиц почвы. Молекулы по цепочке передают кинетическую энергию друг другу. Наименьшей теплопроводностью обладает воздух вследствие своей низкой плотности, затем – гумус, несколько лучшей – вода, наибольшей – минеральная часть почвы. При таком способе передачи теплопроводность внутри одной фазы гораздо выше, чем между фазами. Это связано с тем, что молекулы в одной фазе находятся ближе друг к другу, чем между фазами.

Также теплопроводность зависит от зернистости почвы. Чем крупнее механические элементы, тем больше теплопроводность. Так, теплопроводность крупнозернистого песка при одинаковой пористости и влажности в 2 раза больше, чем фракции крупной пыли. Рыхлая, сухая, высокогумусированная почва имеет более низкий коэффициент теплопроводности, чем плотная, влажная, с небольшим количеством гумуса, тем хуже она проводит тепло, т.е. тем длительнее удерживается в ней аккумулированная солнечная теплота.

Конвективный теплообмен связан с движением внутрипоровых масс воздуха и воды относительно порового пространства и переносом ими внутренней энергии к неподвижной части почвы. Движение масс воды и воздуха связано с капиллярными явлениями в самой почве, проникновением влаги из осадков, внутрипочвенным испарением и с эффектами термодиффузии. Конвективный теплообмен может и не быть связан с поступлением влаги извне. В определенном диапазоне увлажнения,

соответствующем подвижной почвенной влаге, может происходить активное перемещение влаги внутри почвы в направлении, обратном температурному градиенту, т. е. от более теплых областей к более холодным. Это может происходить вследствие капиллярных и пленочных механизмов. Вследствие того, что поверхностное натяжение воды уменьшается с повышением температуры, пленочная влага уходит от более нагретой части, где меньше поверхностное натяжение, к менее прогретой части, где больше поверхностное натяжение.

Очевидно, что перенос тепла, связанный с перемещением внутрипорового воздуха, не может быть сколько-нибудь существенным из-за низкой плотности газовой фазы и малой длины свободного пробега молекул воздуха в почвенных порах. Перенос скрытого тепла связан с изменением агрегатного состояния веществ. На испарение в течение дня почвенной влаги тратится значительное количество теплоты, что способствует уменьшению температуры в почве.

Поскольку с повышением температуры увеличивается парциальное давление паров воды, пар перемещается от более нагретых участков к менее нагретым. Испаряющаяся с верхних слоев влага поглощает тепло, затем посредством диффузии опускается к нижним слоям, передавая им тепло. Поскольку в почве обычно водяной пар всегда насыщенный, избыток влаги в нижних слоях переходит обратно в жидкое состояние. Таким образом выравнивается температура в почве.

Также следует упомянуть фазовые переходы вода – лед. При промерзании почвы выделяется теплота замерзания, препятствующая дальнейшему охлаждению почвы в диапазоне температур ниже 0 °С. Напротив, при протаивании значительное количество поступающего в почву тепла тратится на разрушение кристаллических связей между молекулами льда, и благодаря этому перенос тепла в более глубокие слои почвы происходит с дополнительным запаздыванием.

Излучение, или радиационный перенос тепла, связан со способностью тел излучать лучистую энергию, причем частота излучения зависит от температуры. Больше всего в почве в радиационном переносе тепла участвуют жидкие и твердые фазы, поскольку в газе много меньше излучающих центров.

Поскольку различные механизмы теплопередачи в почве обычно действуют одновременно, при математическом описании этого процесса используют понятие эффективной теплопроводности, характеризующее суммарную способность почвы проводить тепло за счет всех перечисленных механизмов.

ГЛАВА 3. ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Теплоёмкость C – это то количество теплоты, которое выделяется или поглощается телом при нагревании/охлаждении тела на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Самую общую формулу для теплоёмкости можно записать следующим образом:

$$C = \frac{dQ}{dT}, \quad (3.1)$$

где dQ – бесконечно малое приращение количества теплоты, dT – бесконечно малое приращение температуры. С помощью теплоёмкости можно охарактеризовать способность тела или вещества поглощать тепло.

Почва состоит из минеральной составляющей, воды и органического материала, у каждого из которых своя теплоёмкость (таблица 1). На разных глубинах у почвы может быть разный состав, поэтому теплоёмкость различных слоёв разная. Удельная теплоёмкость органического вещества почвы, например, превосходит удельную теплоёмкость минеральной составляющей в 3 раза, поэтому чем больше органического материала в почве, тем больше ее теплоёмкость. Самой же большой теплоёмкостью обладает вода. У переувлажненных тундровых почв, вследствие высокого содержания влаги, большая теплоёмкость. Чем больше теплоёмкость, тем большую энергию нужно затратить, чтобы повысить температуру вещества. Высокую теплоёмкость тундровых почв можно рассматривать как охлаждающий фактор.

Чем меньше влаги в почве, тем меньшей теплоёмкостью она обладает. Это связано с тем, что воздух обладает низкой теплоёмкостью.

Примеры удельных c_m и объемных c_v теплоёмкостей

| Компоненты почвы | ρ , г/см ³ | c_m , кал/(г · °С) | c_v , кал/(см ³ · °С) |
|-----------------------|----------------------------|----------------------|------------------------------------|
| Кварц | 2.66 | 0.18 | 0.48 |
| Глинистые минералы | 2.65 | 0.18 | 0.48 |
| Органическое вещество | 1.3 | 0.46 | 0.6 |
| Вода | 1 | 1 | 1 |
| Лед | 0.92 | 0.49 | 0.45 |

ГЛАВА 4. ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС

4.1. ТЕПЛОВЫЕ ПОТОКИ

Тепловое состояние поверхности определяется количеством тепловой энергии, поступающей от внешних и внутренних источников к этой поверхности. Ниже приведена таблица 2 внешних и внутренних источников по всей Земле.

Таблица 2

Источники энергии

| Источник энергии | Энергия, Дж/год | Вид |
|---|-----------------|------------|
| Лучистая энергия (от звезд, Солнца и др.), перехватываемая Землей | 10^{25} | Внешний |
| Гравитационные воздействия светил | 10^{20} | Внешний |
| Корпускулярное излучение | 10^{18} | Внешний |
| Выделившаяся энергия при ядерных реакциях | 10^{21} | Внутренний |
| Гравитационные процессы внутри Земли | 10^{20} | Внутренний |
| Изменения скорости вращения Земли | 10^{20} | Внутренний |
| Экзотермические реакции | 10^{19} | Внутренний |

Т.е. внешние энергетические воздействия примерно в 10-100 тыс. раз мощнее, чем воздействия внутренних источников. Можно сделать вывод, что основным источником энергии является лучистая энергия от Солнца.

Поверхности Земли достигает лишь часть лучистого излучения Солнца, остальная же часть отражается облаками, рассеивается и поглощается атмосферой. Достигающая же поверхности Земли энергия складывается из прямой $Q_{пр}$ и рассеянной q_r радиации. Вследствие шарообразности Земли

разные ее части получают различное количество прямой солнечной радиации. Также количество прямой радиации меняется в зависимости от времени года.

Часть этой радиации поглощается, остальная часть отражается. Отношение отраженной части радиации к поглощенной представляет собой альбедо α поверхности. Среднее альбедо для Земли – 0.37 – 0.40. Поглощенная поверхностью радиация может быть представлена в виде

$$(Q_{\text{пр}} + q_p)(1 - \alpha). \quad (4.1.1)$$

Большое количество радиации в виде длинноволнового излучения ($\lambda = 8 - 10$ мкм) излучается нагретой поверхностью

$$I = \sigma T^4 \quad (4.1.2)$$

Излучает также и нагретая атмосфера и часть этого излучения поглощается поверхностью. Обозначим I_a – энергия, излучаемая атмосферой и поглощаемая поверхностью, $I_{\text{из}}$ – излучаемая поверхностью Земли энергия. Разность между этими величинами называют длинноволновое эффективное излучение поверхности

$$I_{\text{из}} - I_a = I_{\text{эф}} \quad (4.1.3)$$

Тогда радиационный баланс подстилающей поверхности можно записать в виде

$$R = (Q_{\text{пр}} + q_p)(1 - \alpha) - I_{\text{эф}} \quad (4.1.4)$$

Другие процессы, влияющие на тепловой баланс – испарение (конденсация), турбулентный теплообмен поверхности с окружающим воздухом и теплотокки в грунтах. Тогда

$$(Q_{\text{пр}} + q_p)(1 - \alpha) - I_{\text{эф}} = R = LE + B + P, \quad (4.1.5)$$

где LE – произведение скрытой теплоты испарения-конденсации на количество испаряемой/конденсируемой воды, R –турбулентный поток тепла, V –телопотоки в грунтах.

4.2. РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Растительность влияет и на приходную и на расходную составляющие теплового баланса.

Растительный покров влияет на входящий тепловой поток в почву несколькими способами. Во-первых, растительность определяет условия снегонакопления, во-вторых, изменяют альбедо поверхности, в-третьих, растительность активно испаряет и поглощает влагу, охлаждая поверхность, наконец, растительность влияет на турбулентный теплообмен почвы с атмосферой. Поскольку на испарение воды затрачивается много тепла, транспирация существенно увеличивает расход входящей к поверхности энергии, уменьшает тем самым долю радиации, идущей на теплообмен с почвой, и ослабляет прогревание почвы. Общая закономерность такова: чем больше растительность накапливает влаги, тем больше она испаряет ее, тем больше она охлаждает почву. Растительность болот наиболее сильно испаряет влагу и наиболее сильно охлаждает почву. На заболоченных участках температура почвы всегда ниже, чем на более сухих участках. Мохово-лишайниковый покров тундры особенно сильно влияет на распределение температуры в почве. Мхи и лишайники обладают исключительной гигроскопичностью, т.е. способностью поглощать и удерживать влагу внутри себя. Гигроскопичность. К примеру, гипновых мхов достигает 360%, а сфагновых – до 5000% массы мокрого образца по отношению к массе сухого образца. Летом вся эта накопленная мхами влага испаряется, на что расходуется большое количество тепла.

Мохово-лишайниковый покров обладает еще одной особенностью. В наиболее жаркие дни покров высыхает, превращаясь в покров, содержащий в себе много воздуха, который является плохим проводником тепла. Кроме того, лишайники и мхи фотосинтезируют, забирая часть приходящей излучаемой энергии. Все это способствует значительному охлаждению почвы.

Однако, растительность может оказывать нагревающий эффект на почву. Чем гуще и выше растительность, тем слабее турбулентный обмен между почвой и атмосферой, а так как температура воздуха обычно меньше, чем у почвы, почва менее интенсивно охлаждается воздухом. Зимой в редколесьях лесотундры при сильных ветрах накапливается более высокий и рыхлый снежный покров, чем на безлесых участках, имеющий высокие теплоизоляционные свойства. В результате, с учетом всех вышеперечисленных факторов, среднегодовая температура пород в северных лесах превышает температуру пород на безлесных участках.

Даже одна и та же растительность в различные сезоны и погодные условия может по-разному влияет на температуру почвы в разные сезоны. Летом растительность оказывает охлаждающее влияние на грунты. Чем более густой (сомкнутый) растительный покров, тем больше он задерживает и отражает приходящую солнечную радиацию и тем больше он испаряет влаги.

В зимний период испарение влаги становится незначительным. Растительность становится теплоизолятором для почвы, а также они способствуют накоплению снега.

Поэтому в северных широтах, где преобладает зимний период времени, растительность играет обогревающую роль, а в более южных – охлаждающую.

4.3. РЕЛЬЕФ

Рельеф в тундре влияет на приток солнечной радиации к поверхности, на увлажненность грунта.

На приход солнечной радиации рельеф влияет прежде всего положением поверхности по отношению к направлению солнечных лучей (таблица 3).

Таблица 3

Влияния положения поверхности относительно солнечных лучей на приход солнечной радиации

| Положение поверхности по отношению к солнечным лучам | Приход прямой солнечной радиации в ккал/см ² в год (данные за 3 года) | | |
|--|--|-----|-----|
| | Горизонтальная поверхность | 65 | 57 |
| Поверхность, перпендикулярная к солнечным лучам (южные склоны 22-25° крутизны) | 128 | 116 | 114 |
| Северные склоны 20-22° крутизны | 51 | 43 | 48 |

Влияние оказывает ориентация склона: южные склоны более теплые, чем северные.

Прослеживается разница в приходящей солнечной радиации для склонов, ориентированных по-разному, однако это разница в разных районах не одинакова. Это можно объяснить тем, что разница наблюдается только для прямого солнечного излучения, тогда как приток рассеянной солнечного излучения везде одинаков. Поэтому наиболее заметно влияние рельефа в районах с малой облачностью, где доля прямой радиации в общем годовом приходе солнечного тепла велика. В районах с высокой относительной влажностью воздуха и большой облачностью солнечное тепло поступает

преимущественно за счет рассеянной радиации, а потому распределяется по дневной поверхности сравнительно равномерно.

Рельеф влияет на распределение осадков по поверхности – вода стекает со склонов и скапливаются в понижениях рельефа. С более влажного грунта интенсивнее испаряется влага, тем самым в низменностях почвы более холодные, чем на возвышенностях.

4.4. ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Растительный покров оказывает очень сильное влияние на распределение температуры с глубиной и на глубину залегания вечной мерзлоты под поверхностью почвы. Во первых, растительный покров препятствует турбулентному обмену между почвой и атмосферой, что препятствует быстрому изменению температуры почвы из-за атмосферы. Во вторых, значительная часть солнечной энергии не доходит до почвы, так как часть излучения отражается обратно в атмосферу, часть поглощается в ходе фотосинтеза. В третьих, почва охлаждается вследствие транспирации влаги растениями. В итоге, растительный покров сохраняет залегающую под почвой мерзлоту. На горелых участках, к тому же, очень малое альbedo, вследствие чего почвой активнее поглощается солнечная радиация. С помощью трех буров на каждом из участков была измерена глубина залегания мерзлоты под поверхностью почвы. Было обнаружено, что на контрольных участках мерзлота залегает гораздо ближе к поверхности: на 13 глубине до 1,2 м. На горелых же участках мерзлота залегала гораздо глубже, вплоть до 2 м и глубже.

ГЛАВА 5. МЕСТО ИЗМЕРЕНИЙ

Участок исследования находится на территории Заполярного района Ямало-Ненецкого автономного округа в 20 км от поселка Газ-Сале.

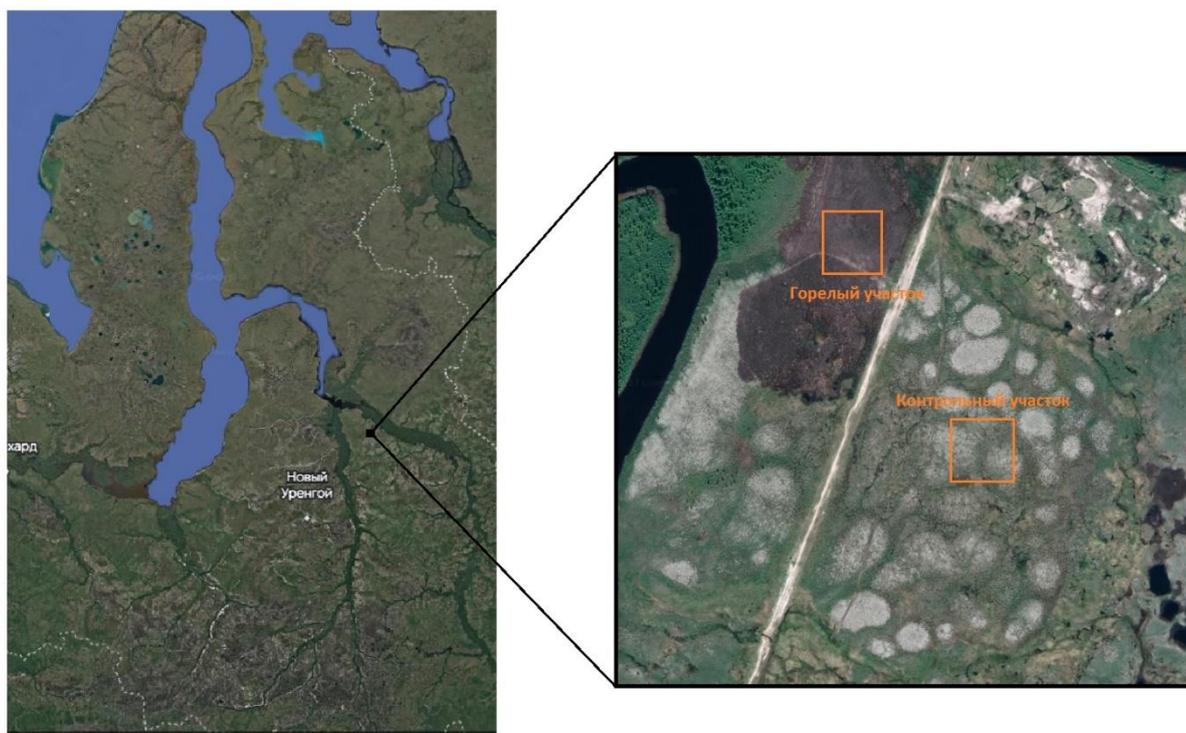


Рис.1. Место проведение практики (первый участок)

Почвы здесь представлены торфянисто- и торфяно-глеевыми болотными, тундровыми глеевыми торфянистыми и торфяными. Распространенным типом тундровой растительности на исследуемой территории являются низкокустарниковые ерниковые кустарничково-лишайниковые бугорковатые тундры. Кустарниковый слой растительности в основном составляют кустарники брусники (*Vaccinium minus*), голубики (*V. uliginosum*), карликовой березы (*Betula nana*), багульник болотный (*Ledum palustre*), осока буроватая (*Carex brunnescens*). Вмежбугорковых понижениях поселяются осоки, встречается пушица влагищная, реже - вейник. Лишайниковый покров в основном представлен лишайниками вида *Cladonia* (*rangiferina*, *stellaris*, *arbuscula*).

Гарь частично лишена растительности, имеются обугленные участки с низким альбедо. Травяно-кустарничковый ярус имеет невысокое проективное покрытие и представлен крупными и мелкими кустарничками: голубика, брусника, толокнянка и багульник. В напочвенном покрове по встречаемости доминирует вейник наземный (*Calamagrostis epigeios*),

Рассматриваются территории, ранее покрытые беломошным лишайником вместе с кустарником, процессы, происходящие на территории после пожаров.

ГЛАВА 6. ИЗМЕРЕНИЯ

Для задания граничных условий в задаче были проведены измерения температуры воздуха на высоте 120 см от уровня почвы в разные периоды времени. Замеры происходили раз в 4 часа в течение суток на каждом из участков, таким образом получается 6 точек во времени по влажности. Полученные данные использовались для построения зависимостей температуры воздуха от времени. Зависимость будет иметь периодический характер, коэффициенты находились при помощи регрессионного анализа. Аналогично данные по влажности на той же высоте использовались для построения граничных условий.

Для почвы были изменены профили температур на глубине 5, 10, 20, 100 см в разные периоды времени. Данные использовались для сравнения с модельными.

6.1. ЛОГГЕРЫ КОМПАНИИ НОВО

На используемой установке были датчики от компании НОВО: два интеллектуальных датчика фотосинтетического света (PAR) SLIA-M003 и два интеллектуальных датчика солнечной радиации S-LIB-M003. Фотосинтетическое излучение – часть солнечного излучения, имеющая длину волны в диапазоне 400 ~ 700 нм и используемая растениями для фотосинтеза. Излучение PAR играет важную роль в формировании биомассы, а также в контроле скорости эффективного фотосинтеза. Кроме того, PAR влияет на поверхностные и атмосферные вещества среды, на энергию в ней. Измерение PAR имеет большое значение для оценки фотосинтеза растений.

Также для управления и записывания данных была установлена USB станция HOBO USB Micro Station H21-USB. Поток солнечной радиации для горелого и контрольного участков были изменены с помощью датчиков HOBO общей солнечной радиации. Данные по приходящей солнечной радиации в дальнейшем будут использованы для построения функции зависимости приходящей солнечной радиации от времени. С помощью данных от нижнего датчика можно будет построить зависимость излучения поверхности от температуры и времени. Данные также можно будет использовать для вычисления альбедо поверхности. Отдельно были изменены лучистый поток от листовых пластин кустарника и лишайника. Этот поток также входит в уравнения телового баланса для растительного покрова как уходящая из системы энергия.

Измеряется эта величина в $\text{ммоль}/\text{м}^2\text{с}$, что обозначает количество фотонов, поглощенное за единицу времени единичной площадью растительного покрова. К тому же от приходящей солнечной радиации зависит и испарение влаги с поверхности листьев, так как в процессе фотосинтеза растения активно выделяют влагу. Вид самой этой зависимости можно также узнать из результатов по изменению газоанализаторами. Датчики PAR расположены как сверху, так и снизу, что позволит вычислить разницу между приходящим и поглощенным излучением в ходе фотосинтеза, что, в свою очередь, позволит узнать, какую долю энергии растения поглотили в ходе фотосинтеза и каким образом поглощенная энергия зависит от времени. Управление датчиками производится с помощью микростанции HOBO USB Micro station. Микростанция HOBO USB Micro Station представляет собой погодостойкий регистратор данных для многоканального мониторинга микроклимата. Микростанция подключается USB кабелем к компьютеру. С помощью специальной программы от HOBO возможно управлять всеми четырьмя датчиками, получать с них данные и строить графики. Данные могут

записываться внутри микростанции в течении продолжительного времени (от месяца и более). 8



Рис.2. NOBO USB Micro station

С помощью программы есть возможность остановить или запустить датчики, задать интервал регистрации излучения, установить условие записи и так далее. При использовании датчиков они работали непрерывно в течение недели. Интервал регистрации излучения был равен 10 секундам. Запись должна была закончиться, когда заполнилась бы память микростанции. Измерение проводились следующим образом – на горелом и контрольном участках каждые 4 часа датчики оставлялись записывать данные по радиации в течение 10 минут. Таким образом можно вычислить, какое количество излучения поступало на каждый датчик в данный момент времени. В итоге должно получиться 6 точек по времени для каждого из датчиков. С помощью этих точек можно построить соответствующие зависимости, которые потом можно будет использовать в уравнении.

6.2. ОТБОР ОБРАЗЦОВ ПОЧВЫ НА ГОРЕЛОМ И КОНТРОЛЬНОМ УЧАСТКАХ

Для уравнения также необходимо знать плотность и теплоемкость почвы и их зависимость от координат и времени. Для этого на контрольном и горелом участке отбирались образцы почвы. В дальнейшем эти образцы были отправлены на анализ плотности и соотношения компонентов почвы. Известно, что теплоемкость – аддитивная величина, и она складывается из теплоёмкости ее компонентов. Таким образом, зная теплоемкость каждого из компонентов, можно вычислить общую теплоемкость. К тому же анализ почв позволит узнать о составе почвы на различных глубинах. Различающийся состав почвы в зависимости от глубины может заметно повлиять на температурные градиенты в почве. Отбор образцов производился 5 раз на каждом из участков в случайном порядке с помощью специального пробоотборника.

6.3. РАБОТА С ГАЗОАНАЛИЗАТОРАМИ

В почве существует множество гетеротрофных организмов, производящих углекислый газ как побочный продукт своей жизнедеятельности. С другой стороны, растения, являясь автотрофами, производят все необходимые для жизнедеятельности вещества при помощи фотосинтеза, а также производя питательные вещества для почвенных организмов. В ходе фотосинтеза происходит транспирация влаги, т.е. движение воды вместе с питательными веществами от корней по всему растению и ее испарение через наружные органы растения. При этом самому растению необходима лишь небольшая часть воды, остальные 99% испаряются. Транспирация происходит через устьицы – маленькие отверстия, которыми усеяна как правило нижняя часть листа. Вода поступает корням вследствие осмоса, транспирация же происходит за счет разности давлений при открытых устьицах. Устьица, к тому же, служат для газообмена растений с атмосферой: из атмосферы к растениям через устьицы поступает углекислый газ, выделяемый в ходе фотосинтеза кислород уходит в атмосферу. С другой стороны, клеткам растений самим

нужен кислород для жизнедеятельности, при этом они выделяют углекислый газ. В темное время суток устьица закрываются, растения выделяют углекислый газ и потребляют запасенный ими кислород. При измерении потоков влажности и газов необходимо также учитывать температуру воздуха. Чем выше температура, тем активнее происходят процессы в растениях. Установка состояла из камеры из оргстекла 40 на 40 см, которая помещалась над участком с растениями. Камера помещалась на основание, в которое наливалась вода для создания водяного замка. Водяной замок необходим для ограничения доступа газам, выделяющимся растениями и почвенными организмами. Камера имела вентилятор и два клапана, к которым по специальным трубкам подсоединялся прибор. Сам прибор состоял из непосредственно газоанализатора, компрессора, приводящего в движение газ в камере и прогоняющий его через газоанализатор, а также аккумулятора. При подключении прибора воздух в камере при помощи компрессора прогонялся через газоанализатор, который показывал содержание углекислого газа в ppm, влажность и температуру воздуха внутри камеры. Измерения проводились следующим образом: на горелом и контрольном участках в 5 точках измерялись показания. Измерения проводились при открытой камере и при камере, затененной черной тканью, чтобы увидеть различия при фотосинтезе и без него. Через четыре часа измерения повторялись. Таким образом измерения проводились на каждом из участков в течение суток. Измерялись: температура почвы вокруг установки, температура почвы внутри камеры, содержание углекислого газа, влажность и температура внутри камеры. В конце измерений растительный покров под камерой удалялся, а затем проводился еще один замер с помощью установки, но уже без растительного покрова. Таким образом можно увидеть разницу между потоками в присутствии растительности и без нее.

Собраны образцы растительности для дальнейшей оценки массы с каждого из участков. Образцы делились на три категории: кустарники,

лишайники и трава. В дальнейшем была получена массовая доля каждого из компонентов, что также необходимо при моделировании растительного покрова. С помощью полученных данных рассчитывался коэффициент LAI.

В дальнейшем можно будет учесть влияние жизнедеятельности растений и почвенных организмов на тепловой баланс системы атмосфера – растительный покров – почва. Например, можно будет выяснить зависимость потока энергии, связанного с транспирацией, от температуры, влажности и времени, или же выяснить, как зависит поглощенная в ходе фотосинтеза радиация от тех же параметров.

6.4. ИЗМЕРЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ЛИСТЬЕВ КУСТАРНИКА И ВЫЧИСЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТА LAI

Площадь и толщина листовых пластин вычислялась следующим образом: отбирались образцы с двух участков, с образцов удалялись все листовые пластины, затем отбиралось 100 листьев случайным образом для каждого из участков, затем измерялась толщина каждой листовой пластины с помощью микрометра, а из полученных данных высчитывалось математическое ожидание. Для измерения площади все листья фотографировались вместе с измерительной линейкой, а затем с помощью специальных программ вычислялась общая площадь листьев, помещенных на фотографии.

Из средней площади листа и средней толщины, а также массы одного листа можно вычислить среднюю плотность листа, которая необходима для расчётов.

Коэффициент LAI также необходим для учета транспирации влаги с поверхности листьев. Чем больше коэффициент, тем с большей поверхности испаряется влага, тем большая энергия на единицу площади уходит вместе с испарением.

Толщина листьев в дальнейшем используется в уравнении для общего потока энергии от листьев. С помощью нее вычисляется общий объем листьев на квадратный метр поверхности.

ГЛАВА 7. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

В сопряженной задаче атмосфера – растительность – почва строится система уравнений – уравнения теплопроводности и влагопроводности для каждой из составляющих. Задаются начальные, граничные условия для каждого дифференциального уравнения, а также условия сопряжения. Сначала решается одно из уравнений, а затем полученные результаты используются для решения другого уравнения. Аналогично можно написать уравнения диффузии влаги для воздуха и почвы. Модели будут учитывать распределение температуры и влажности только по высоте, т.е. модели будут одномерными. В качестве начальных условий можно взять вертикальное распределение температуры в начальный момент времени.

На профиль температуры почвы влияет движение влаги и водяного пара, которые переносят с собой теплоту, а также влияют на общую теплоёмкость и теплопроводность почвы. Влагосодержание в почве, в свою очередь, зависит от интенсивности испарения с поверхности почвы, а также от испарения внутри почвы.

Растительность значительно влияет на итоговый профиль температуры в почве. Кустарниковая и лишайниковая растительность поглощает часть падающей солнечной энергии, а часть отражает. Значительно на тепловой баланс влияют процессы испарения воды с листьев кустарников и процессы сорбции воды лишайниками. Вода обладает колоссальной теплоёмкостью и удельной теплотой испарения и замерзания, поэтому любые фазовые превращения воды вносят существенный вклад в тепловой баланс. Растительный слой также влияет на конвективный теплообмен с воздухом, изменяя коэффициент теплопередачи. Благодаря растительности почвенная влага лучше удерживается в почве, что влияет на суммарную теплоёмкость и теплопроводность почвы. Необходимо также учитывать слой многолетней мерзлоты и фазовый переход на границе этого слоя.

Все выше перечисленные факторы учитываются в данной модели.

Модель контроля состоит из четырех основных слоёв: кустарникового слоя, слоя лишайников, почвенного слоя и слоя мерзлоты. В модели учитываются влияние на тепловые потоки перенос влаги, поэтому для слоёв, кроме уравнения теплопроводности, строится уравнение влагопроводности. Все уравнения являются одномерными. Между слоями ставятся граничные условия 4 рода, Граница между слоем почвы и мерзлым слоям подвижна, ставится дополнительное граничное условия в виде условия Стефана.

Для верхнего слоя почвы в модели гари и для слоя лишайников ставится верхнее граничное условие третьего рода, учитывающее поток радиации к этим слоям и конвективный теплообмен. Для нижних слоёв почвы в качестве нижнего граничного условия считается равным нулю поток тепла.

Для уравнения влагопроводности в качестве верхнего и нижнего г.у. поток влаги приравняется к нулю, для уравнения концентрации пара верхне г.у. – третьего рода наверху, учитывающее поток влаги через почву. Нижнее г.у. для уравнения концентрации пара – равенство нулю потока пара.

Также будет моделироваться тепловой баланс на горелом участке. Слои почвы будут описываться аналогичными уравнениями, также будет учитываться тонкая прослойка сажи с низким альбедо. Отсутствует слой лишайников, присутствует слой травянистой растительности.

7.1. ДОПУЩЕНИЯ

В модели незатронутого участка не учитывается адвективная составляющая (влияние ветра на тепловой баланс)

Решено было разделить слой растительности на две отдельные составляющие: слой листвы (карликовых берез) и слой лишайника. Сделано так

потому, что слой лишайника обладает очень высокой гигроскопичностью, а любые процессы, связанные с поглощением и выделением влаги очень сильно влияют на общий тепловой баланс. К тому же лишайниковый слой имеет очень малую теплопроводность.

В модели учитывается влияние на температуру слоя карликовых берёз приходящей солнечной радиации, испарения влаги, переизлучения на границе слой карликовых берёз – лишайниковый слой, температуры воздушного слоя. Решено было не учитывать в уравнениях изменение температуры по вертикали в этом слое, ввиду незначительности.

Для расчёта некоторых параметров использовались эмпирические модели, которые применимы для широкого спектра растительности, изначально использовавшиеся для расчёта теплового баланса крыш, покрытых растительностью.

В лишайниковом слое, напротив, учитывается градиент температуры, так как, вследствие низкой теплопроводности, градиенты в лишайниковом слое могут быть большими.

Учитывается влияние гигроскопичности лишайника, а именно адсорбция влаги на поверхности скелета лишайника.

Учитывается влияние на тепловой баланс изменение влагосодержания в лишайниковом слое, которое влияет на общую теплоёмкость слоя и зависит от адсорбции и от приходящего потока влаги из почвы и вышележащего слоя.

Учитывается влияние на тепловой баланс почвы потоков влаги, влияние на коэффициент теплопроводности влагосодержания. Учёт необходим, так как растительный покров способен существенно задерживать влагу в почвах, а более сильное испарение влаги на постпирогенных участках может сильно влиять на тепловой баланс и профиль температуры. К тому же изменение содержания влаги сказывается на суммарную теплоёмкость почвы.

Учитывается влияние на коэффициенты проводимости в уравнении влагопереноса структуры почвы (пористость, распределение зёрен по размерам)

Изменение глубины залегания мерзлоты учитывается при помощи граничного условия Стефана. Граница при таком задании Г.У. является резкой, хотя в почвах граница раздела фаз является размытой, однако при таком задании Г.У. задача решается намного легче.

Не будут учитываться тепловые потоки, исходящие из недр Земли ввиду малости этих потоков. Температура на определенной глубине будет считаться постоянной, т.е. поток тепла на определенной глубине равен нулю.

Для слоя лишайников не учитывается различие между кривыми сорбции и десорбции.

ГЛАВА 8. УРАВНЕНИЯ МОДЕЛИ

8.1. ДВИЖЕНИЕ ВЛАГИ В ПОЧВАХ

Потенциал (давление) почвенной влаги (обозначение: Ψ) — удельная полезная работа, которую необходимо совершить, чтобы переместить обратимо и изотермически бесконечно малое количество чистой воды с определённой высоты относительно уровня моря в рассматриваемую точку почвенной толщи при неизменном внешнем давлении.

Движение жидкости в почве осуществляется за счёт капиллярных, осмотических, гравитационных и

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_{os} + \Psi_g + \Psi_p \dots \quad (8.1.1)$$

Где Ψ_m - капиллярный потенциал, Ψ_{os} - осмотический потенциал, Ψ_g - гравитационный потенциал, Ψ_p – гидравлический потенциал.

Для модели насыщенной почвы без примесей в воде можно записать водный потенциал следующим образом:

$$\Psi = \Psi_p + \Psi_g. \quad (8.1.2)$$

В формулах используется гидростатический напор (из уравнения Бернулли):

Часто уравнение Бернулли записывается в виде, в котором все члены разделены на «удельный вес»

$$H = \frac{p}{\rho g}. \quad (8.1.3)$$

Для модели ненасыщенной почвы без примесей:

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_g. \quad (8.1.4)$$

Объемный поток влаги на единицу площади можно найти из закона Букингема-Дарси:

$$q = -\frac{K(\theta)}{\mu} \frac{d(\Psi_g + \Psi_m)}{dz}. \quad (8.1.5)$$

Где, $K(\theta)$ – проницаемость почвы, θ – объемное содержание влаги в почве, μ – динамическая вязкость жидкости.

Важно заметить, что гравитационный потенциал равен по модулю, но противоположен по знаку потенциалу давления для данного случая

$$\Psi_g = -\Psi_p. \quad (8.1.6)$$

Формулу можно переписать для напора всасывания и гравитационного напора, зная, что $\Psi_g = \rho g z$, $\Psi_m = \rho g \psi$.

$$q = -K'(\theta) \cdot \frac{d(\psi + z)}{dz} = -K'(\theta) \cdot \left(\frac{d\psi}{dz} + 1 \right), \quad (8.1.7)$$

где $H = \psi + z$, ψ – напор всасывания, $K'(\theta) = \frac{\rho g}{\mu} K(\theta)$. Уравнение для напоров называют уравнением Ричардса.

Величину $K'(\theta)$ называют капиллярной или гидравлической проводимостью.

Используя закон сохранения массы для воды в отсутствии источников при постоянной плотности воды и с несжимаемым поровым пространством:

$$\frac{d\theta}{dt} + \frac{dq}{dz} = 0. \quad (8.1.8)$$

Подставляя q , получаем:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz} \left(K'(\theta) \left(\frac{d\psi}{dz} + 1 \right) \right). \quad (8.1.9)$$

Учитывая

$$\frac{d\psi}{dz} = \frac{d\psi}{d\theta} \frac{d\theta}{dz}, \quad (8.1.10)$$

получаем

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz} \left(K'(\theta) \left(\frac{d\psi}{d\theta} \frac{d\theta}{dz} + 1 \right) \right) = \frac{d}{dz} \left(K'(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \frac{d\theta}{dz} + K'(\theta) \right) = \frac{d}{dz} \left(D(\theta) \frac{d\theta}{dz} + K'(\theta) \right), \quad (8.1.11)$$

где $D(\theta)$ - коэффициент диффузии почвенной влаги.

Для нахождения коэффициента диффузии воспользуемся моделью Брука-Кори.

$$D = D_0 s^{2+\frac{1}{\lambda}}, \quad K = K_0 s^{3+\frac{2}{\lambda}}, \quad D_0 = \frac{\rho g}{\mu} \frac{K_0 \psi_{atm}}{\lambda(\varphi - \theta_{min})}, \quad (8.1.12)$$

где φ – пористость, θ_{min} – минимальное содержание влаги, s – нормализованная, или эффективная насыщенность, ψ_{air} – давление воздуха в почве, λ – коэффициент, характеризующий распределение пор по размерам в почве.

Насыщенность находится по формуле:

$$s = \frac{\theta - \theta_{min}}{\varphi - \theta_{min}}. \quad (8.1.13)$$

λ можно найти из фрактальной размерности порового пространства:

$$\lambda = 3 - D_f. \quad (8.1.14)$$

K_0 можно найти из формулы Козени-Кармана для проницаемости:

$$K_0 = \Phi_s^2 \frac{D^2 \varphi^3}{180(1-\varphi)^2}, \quad (8.1.15)$$

где Φ_s – сферичность зерен, D – средний размер пор или средний диаметр зерен.

8.2. ЗАДАЧА СТЕФАНА О ПРОМЕРЗАНИИ ГРУНТА

В начальный момент времени влажный грунт находится в талом состоянии имеет всюду температуру $T_n > T_3$. В момент времени $t = 0$ на поверхности грунта $x=0$ устанавливается, а затем поддерживается температура $T_0 < T_3$. В результате этого у поверхности грунта появляется замерзший слой, толщина которого со временем увеличивается. Требуется найти закон движения фронта промерзания. В этой задаче имеется четкая граница между фазами – температурный фронт.

Обозначим

$T_1(z,t)$ – температура в промерзшем слое $0 \leq z \leq \xi$

$T_2(z,t)$ – температура в талой области $\xi \leq z < \infty$

Задача может быть сведена к решению двух уравнений теплопроводности

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = a_1 \frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2}, \quad 0 \leq z \leq \xi, \quad (8.2.1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = a_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial z^2}, \quad \xi \leq z < \infty. \quad (8.2.2)$$

Н.У.:

$$T_2(z, 0) = T_n, \quad (8.2.3)$$

Г.У.:

$$T_1(0, t) = T_0 < T_3. \quad (8.2.4)$$

Условие на фронте промерзания:

$$T_1(\xi, t) = T_2(\xi, t) = T_3 = const. \quad (8.2.5)$$

Условие Стефана:

$$\lambda_1 \left. \frac{\partial T_1}{\partial z} \right|_{\xi} - \lambda_2 \left. \frac{\partial T_2}{\partial z} \right|_{\xi} = Q_{\phi} \frac{d\xi(t)}{dt} \quad (8.2.6)$$

Где a_1, a_2 – коэффициенты температуропроводности, λ_1, λ_2 – коэффициенты теплопроводности, ξ – координата фронта промерзания, Q_{ϕ} – количество тепла, выделяющегося или поглощающегося при полном промерзании или оттаивании единицы массы грунта, определяется из выражения

$$Q_{\phi} = LW_{\text{в}}\rho_{\text{ск}} \quad (8.2.7)$$

Где L – удельная теплота фазового перехода воды в лед и, наоборот, $W_{\text{г}}$ – весовая влажность (льдистость), $\rho_{\text{ск}}$ – плотность (объемная масса) скелета.

Условие Стефана – следствие закона сохранения энергии: выделяющаяся энергия при замерзании равна разности количеств тепла, прошедших через фронт со стороны талой и мерзлой зон.

Данную задачу можно применять и в том случае, когда граница между талым и мерзлым слоем находится на некоторой глубине.

8.3. УРАВНЕНИЕ ДЛЯ КУСТАРНИКОВОГО СЛОЯ

Хотя многие принципы построения моделей в книге А.Ф. Чудновского в дальнейшем будут использованы, тем не менее, приведенные модели теплового баланса растительности слишком грубо описывают тепловой баланс системы. В связи с этим были найдены иностранные статьи [2, 4], тема исследования которых близка к теме научно – исследовательской работы. Эти работы связаны с моделированием растительного покрова на крышах домов и его исследования его влияния на тепловые потоки.

В данных статьях учитывается зависимости многих коэффициентов от времени, влажности, температуры (нелинейность коэффициентов), множество различных энергетических потоков.

Многие параметры в уравнении для растительности зависят от таких величин, как общая площадь листовых пластин на квадратный метр почвы (коэффициент LAI), и средняя толщина листовой пластины, их удельная теплоемкость. Уравнение для общего потока тепла для растительного покрова выглядит следующим образом:

$$F_f = \sigma_f [I_s^\downarrow (1 - \alpha_f) + \varepsilon_f I_{ir}^\downarrow - \varepsilon_f \sigma T_f^4] + \frac{\sigma_f \varepsilon_f \varepsilon_g \sigma}{\varepsilon_1} (T_g^4 - T_f^4) + H_f + L_f, \quad (8.3.1)$$

ε_1 находится по формуле:

$$\varepsilon_1 = \varepsilon_f + \varepsilon_g - \varepsilon_f \varepsilon_g, \quad (8.3.2)$$

где F_f – суммарный поток тепла, проходящий через растительность, T_g – температура верхнего слоя лишайников, ε_g – излучательная способность лишайников, σ – постоянная Стефана – Больцмана, I_s^\downarrow - вся приходящая энергия от солнечного излучения, I_{ir}^\downarrow - общее приходящее инфракрасное излучение, H_f – количество приходящей при конвективном теплообмене теплоты, L_f – скрытая теплота. σ_f – частичное покрытие листы, α_f – альbedo листы. Зависимости лучевой энергии от времени будут рассчитываться по данным датчиков НОВО. Множитель σ_f рассчитывается с помощью коэффициента LAI, который, в свою очередь, находится из данных по средней площади одного листа карликовой берёзы. H_f находится по формуле

$$H_f = (e_0 + 1.1LAI\rho_{af}C_aC_fW_{af})(T_a - T_f), \quad (8.3.3)$$

где e_0 - коэффициент безветренного обмена, который зависит только от разницы температур, ρ_{af} – плотность листы, C_a - удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, C_f означает коэффициент объемного переноса, выражаемый выражением

$$C_f = 0.01 \left(1 + \frac{0.3}{W_{af}} \right), \quad (8.3.4)$$

где W_{af} - скорость ветра на границе раздела воздух/листва, T_a - температура окружающей среды, в то время как T_f – температура листвы.

$$L_f = LAI \rho_{af} C_f l_v W_{af}, \quad (8.3.5)$$

где l_v - удельная теплота испарения влаги. Данным слагаемым учитывается транспирация растениями влаги.

После расчёта F_f будет использоваться для расчёта верхнего граничного условия для лишайникового слоя.

8.4. УРАВНЕНИЕ ДЛЯ СЛОЯ ЛИШАЙНИКОВОГО ПОКРОВА

Для лишайникового слоя применяется модель гигроскопичного порового пространства, описанная в источнике [19].

8.4.1. Уравнение для переноса тепла

$$\begin{aligned} & \rho_s \varepsilon_s \left(c_s + \frac{\partial H_w}{\partial T} + c_w W \right) \frac{\partial T}{\partial t} + \rho_a \varepsilon_a \left(c_a + w c_w + w \frac{\partial h_v}{\partial T} \right) \frac{\partial T}{\partial t} = \\ & = k_{eff} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \rho_s \varepsilon_s h_s \frac{\partial W}{\partial t}, \end{aligned} \quad (8.4.1.1)$$

где W – содержание влаги в лишайнике в пересчете на сухую массу, w – относительная влажность воздуха, c_s – теплоёмкость сухого лишайника, c_w – теплоёмкость воды, c_a – теплоёмкость сухого воздуха, k_{eff} – эффективный коэффициент теплопроводности, ε_s , ε_a – объёмные доли соответственно

лишайника и воздуха, H_w – интегральная теплота смачивания твердого тела, h_v – удельная теплота парообразования, h_s – дифференциальная теплота сорбции.

Выражение $c_s + \frac{\partial H_w}{\partial T} + c_w W$ – это удельная теплоёмкость лишайника вместе с содержащейся в нем водой, $c_a + w c_w + w \frac{\partial h_v}{\partial T}$ – удельная теплоёмкость воздуха вместе с содержащейся в нем влагой. Слагаемое в правой части $\rho_s \varepsilon_s h_s \frac{\partial W}{\partial t}$ – источниковый член.

Эта формула была взята из [8], причем слагаемое с градиентом от температуры приравнивается к нулю, так как в модели не учитывается влияние ветра. Также приравнивается к нулю слагаемое $w \frac{\partial h_v}{\partial T}$, так как зависимостью h_v от T при таком диапазоне температур можно пренебречь.

H_w можно найти следующим образом:

$$H_w = \int_0^W h_w dW, \quad (8.4.1.2)$$

Где h_w – дифференциальная теплота смачивания. Её можно найти следующим образом:

$$h_w = h_v - h_s. \quad (8.4.1.3)$$

Отношение $\frac{h_s}{h_v}$ находят следующим образом:

$$\frac{h_s}{h_v} - 1 = \frac{p_s \left(\frac{\partial w}{\partial T} \right) W}{\frac{dp_s}{dT}}, \quad (8.4.1.4)$$

где p_s – давление насыщенного пара.

В этом же источнике предлагается найти производную $\frac{dp_s}{dT}$ следующим образом:

$$\frac{dp_s}{dT} = \frac{p_s}{(T+273,15)} \left(\frac{6800}{(T+273,15)} - 5 \right). \quad (8.4.1.5)$$

Однако, для нахождения этой производной требуется найти производную $\frac{dw}{dT}$, поэтому необходимо знать сорбционную кривую для рассматриваемого лишайника. Для моделирования сорбционной кривой используется теория ГАВ. По этой теории зависимость между w и W имеет следующий вид:

$$W = \frac{W_0 B C w}{(1 - Bw)(1 - Bw + BCw)}, \quad (8.4.1.6)$$

где $B = B_0 \exp(h_1/RT)$, $C = C_0 \exp(h_2/RT)$, W_0 – содержание влаги в монослое, h_1, h_2, B_0, C_0 – константы. h_1 – разница между теплотой сорбции монослоя и многих слоёв, h_2 – разница между теплотой испарения воды и теплотой сорбции монослоя. Из статьи [38] были взяты данные при температуре 20 градусов по Цельсию для лишайника *Cladonia sylvatica*, из которых были найдены коэффициенты B , C и W_0 .

Коэффициенты находились следующим образом. Модельное уравнение преобразуется в квадратное уравнение по w , в качестве функции выступает w/W . По данным строится зависимость w/W от w и далее строится линия регрессии как полином второй степени. Коэффициенты полученной регрессии сопоставляются с коэффициентами модельного уравнения.

По данным из статьи [7] для лишайника Ксантория элегантная (*Xanthoria elegans*) были найдены значения h_1, h_2 . Эти коэффициенты зависят только от свойств поверхности лишайника и свойств воды. Поверхность любого из них вне зависимости от таксономической принадлежности имеет примерно одинаковый состав, поэтому, хотя данные для расчета коэффициентов были получены для другого отряда лишайников, их можно использовать для моделирования сорбционной изотермы.

Находились они следующим образом. Формулы для B, C были переделаны следующим образом:

$$\frac{1}{T} = \frac{R}{h_1} \ln C - \frac{R}{h_1} \ln C_0, \quad \frac{1}{T} = \frac{R}{h_1} \ln B - \frac{R}{h_1} \ln B_0. \quad (8.4.1.7)$$

Для данных из статьи строились графики зависимости $\frac{1}{T}$ и $\ln C$ и $\frac{1}{T}$ и $\ln B$, строилась линейная регрессия, а из уравнения регрессии находились коэффициенты, по которым можно найти значения h_1 , h_2 , C_0 , B_0 .

8.4.2. Уравнение переноса влаги

$$\rho_a \varepsilon_a \frac{\partial w}{\partial t} = \rho_a D_{eff} \frac{d^2 w}{dw^2} + \rho_s \varepsilon_s k (W - W_e), \quad (8.4.2.1)$$

где W_e – равновесное содержание влаги, k – константа сухости.

Равновесное влагосодержание можно найти через водный потенциал воздуха:

$$\psi_{air} = \frac{RT_{air}}{V} \left(\frac{w}{100} \right), \quad (8.4.2.2)$$

$$W_e = W_{sat} \exp(w_{eq} \psi_{air}), \quad (8.4.2.3)$$

где W_{sat} – содержание влаги при 100% влажности, w_{eq} – константа, связанная с видом лишайника, V – молярный объем воды.

В уравнении теплопереноса был источниковый член, в который входит множитель $\frac{\partial W}{\partial t}$. Этот множитель можно найти следующим образом:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -k(W - W_e). \quad (8.4.2.4)$$

Коэффициент k будет разный в зависимости от того, какой процесс происходит – сорбции или десорбции. В статье [6] были предложены модели для этих процессов, а также рассчитаны коэффициенты для лишайника рода *Cladonia* при сорбции и десорбции. Используя уравнение (9.4.2.4), получим:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \begin{cases} -k_{des}(W - W_e), & W - W_e < 0 \\ -k_{reh}(W - W_e), & W - W_e > 0 \end{cases} \quad (8.4.2.5)$$

где k_{des} - коэффициент при десорбции, k_{reh} - коэффициент при регидратации.

8.5. УРАВНЕНИЯ ДЛЯ СЛОЯ ПОЧВЫ

8.5.1. Уравнение влагопереноса

Уравнение влагопереноса в почве с учётом термодиффузионных эффектов можно записать следующим образом:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{d}{dz} \left(D(\theta) \frac{d\theta}{dz} + K'(\theta) + D_T \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{f_{vw}}{\rho_w}, \quad (8.5.1.1)$$

$$\theta_g \frac{\partial C_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_L \frac{\partial C_v}{\partial z} \right) + f_{vw}, \quad (8.5.1.2)$$

где D_T – термодиффузивность, f_{vw} –приходящая масса пара вследствие испарения почвенной влаги на единицу объема, $\theta_g = 1 - \theta$, D_L - коэффициент диффузии пара, C_v – массовая концентрация пара в газовой фазе.

Считается, что распространение влаги в почве происходит за счёт капиллярных явлений и явления термодиффузии. В первом приближении можно пренебречь эффектами, связанными с термодиффузией, поэтому второе слагаемое справа равно нулю. Величина f_{vw} рассчитывается следующим образом:

$$f_{vw} = c \frac{RT}{M_w} \theta (C_{vs} H_r - C_v), \quad (8.5.1.3)$$

где c - эмпирический параметр, M_w - молярная масса воды (кг/моль), C_{vs} - концентрация насыщенного пара (кг/м³), а H_r - относительная влажность рассчитана с использованием уравнения Кельвина.

Поток пара для верхнего граничного условия уравнения концентрации газа записывается следующим образом:

$$E = \frac{(C_{vup} - C_{vair})}{(r_a + r_s)}, \quad (8.5.1.4)$$

где C_{vup} - концентрация влаги под поверхностью почвы, C_{vair} - концентрация влаги в воздухе над поверхностью, r_a - аэродинамическая сопротивляемость испарению, r_s - сопротивляемость поверхности испарению.

9.5.2. Уравнение переноса тепла.

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_e \frac{\partial T}{\partial x} \right) - C_w J_{wz} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad (8.5.2.1)$$

где C_s - объемная теплоёмкость почвы, C_w - объемная теплоёмкость воды, λ_e - эффективный коэффициент теплопроводности, J_{wz} - проекция потока воды на ось z .

При выводе уравнения учитывались влияние на распространение тепла потока влаги и испарения жидкости. Градиент от вертикального потока жидкости приравнялся к нулю, что означает отсутствие источников и стоков в модели.

C_s и λ_e считаются по следующим формулам:

$$C_s = \varepsilon_a C_a + \varepsilon_w C_w + \varepsilon_o C_o + \varepsilon_m C_m, \quad (8.5.2.2)$$

где $\varepsilon_a, \varepsilon_w, \varepsilon_o, \varepsilon_m$ - объемные доли соответственно воздуха (a), воды (w), органического вещества (o) и минерального вещества (m), C_a, C_w, C_o, C_m - теплоёмкости соответственно воздуха (a), воды (w), органического вещества (o) и минерального вещества (m).

Такой вид зависимости теплоёмкости обусловлен тем, что эта величина является аддитивной.

$$\lambda_e = \lambda + H_v D_{Tv}, \quad (8.5.2.3)$$

где D_{Tv} - коэффициент диффузии пара вследствие градиента температуры, H_v - скрытая теплота парообразования, λ - теплопроводность почвы.

Уравнение выводилось следующим образом.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial J_x}{\partial x}, \quad (8.5.2.4)$$

где J_x - проекция общего потока тепла на ось x . Он состоит из потоков тепла через теплопроводность, скрытую теплоту испарения, а также из потока тепла, переносимого водой:

$$J = J_{Hcond} + J_{Hv} + J_{Hw}, \quad (8.5.2.5)$$

$$J_{Hcond} = -\lambda \frac{\partial T}{\partial x}, J_{Hv} = H_v J_v, J_{Hw} = C_w (T - T_o) J_w, \quad (8.2.5.6)$$

где J_{Hcond} - поток тепла за счет теплопроводности, J_{Hv} - поток тепла за счет испарения, J_{Hw} - поток тепла за счет испарения жидкости, λ - теплопроводность почвы, H_v - скрытая теплота парообразования, J_v - поток пара, J_w - поток воды.

Поток пара может быть только за счет его диффузии вследствие градиента температуры

J_v - поток пара, J_w - поток воды.

Поток пара может быть за счет его диффузии вследствие градиента температуры

$$J_v = -D_{Tv} \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (8.2.5.7)$$

После подстановки получаем:

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[-(\lambda + H_v D_{Tv}) \frac{\partial T}{\partial x} + C_w (T - T_o) J_w \right]. \quad (8.2.5.8)$$

В источнике градиент от потока влаги принимали равным нулю, так как нет в системе источников или стоков воды. В итоге получалось уравнение:

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_e \frac{\partial T}{\partial x} \right) - C_w J_{wz} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad (8.2.5.9)$$

$$C_s \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_e \frac{\partial T}{\partial x} \right) - C_w J_{wz} \frac{\partial T}{\partial x}. \quad (8.2.5.9)$$

ГЛАВА 9. РАЗНОСТНЫЕ СХЕМЫ

В данной работе будет использована сетка с распределенными узлами. Для нее характерно равноудаленное расположение точек, в которых определяются параметры почвы, от границ ячеек. Преимущество данной сетки в том, что с помощью нее наилучшим образом аппроксимируются потоковые члены.

Для аппроксимации граничных условий второго рода вводятся фиктивные точки, значение в которых рассчитываются исходя из формул для потоков на границах.

Таким образом, разностная аппроксимация Г.У. второго рода для величины X будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{x_2^n - x_0^n}{2\Delta x} = q_i^n \quad (9.1)$$

для первого граничного условия и

$$\frac{x_{N+1}^n - x_{N-1}^n}{2\Delta x} = q_i^n \quad (9.2)$$

- для второго. N – количество ячеек, q - формула для потока, X_0^n и X_{N+1}^n - значения в фиктивных точках.

Граничные условия 4 рода предполагают наличие систем дифференциальных уравнений для каждого слоя. Однако, возможно использование одной разностной схемы для всех слоёв. Для этого значения коэффициентов теплопроводности и диффузии на границе раздела двух слоёв считаются равными среднему гармоническому значений этих коэффициентов на двух соседних границах ячеек:

$$\lambda_{i+0.5} = \frac{\lambda_{i-0.5} * \lambda_{i+0.5+1}}{\lambda_{i-0.5} + \lambda_{i+0.5+1}}, D_{i+0.5} = \frac{D_{i-0.5} * D_{i+0.5+1}}{D_{i-0.5} + D_{i+0.5+1}}. \quad (9.3)$$

Аппроксимируем уравнение теплопроводности для почвы:

$$c_{Si}^k (X_i^{k+1} - X_i^k) = \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[\lambda_{i+0,5} \left(\frac{X_{i+1}^{k+1} - X_i^{k+1}}{\Delta x} \right) - \lambda_{i-0,5} \left(\frac{X_i^{k+1} - X_{i-1}^{k+1}}{\Delta x} \right) \right] - \Delta t \left[C_i \left(\frac{J_i + |J_i|}{2} \right) \left(\frac{X_i^{k+1} - X_{i-1}^{k+1}}{\Delta x} \right) + C_i \left(\frac{J_i - |J_i|}{2} \right) \left(\frac{X_{i+1}^{k+1} - X_i^{k+1}}{\Delta x} \right) \right] + F_i^k. \quad (9.4)$$

Для аппроксимации второго слагаемого в правой части использовался метод против потока. Суть данного метода заключается в том, что значение параметра на грани контрольного объема равно значению в соседней узловой точке с подветренной стороны грани.

Для объяснения физического смысла данного метода воспользуемся простой моделью – серией баков, соединенных между собой трубками. Течение через трубки – конвекция, теплопроводность через стенки баков – диффузия. Т.к. жидкость перемешивается в баках, каждый бак имеет однородное температурное поле. Таким образом, состояние бака, к которому течет жидкость, никак на нее не влияет, однако на жидкость влияют параметры предыдущего бака.

Граничное условие на поверхности почвы горелого участка:

$$-\lambda_0 \left. \frac{dT}{dx} \right|_{x=0} = \alpha_c (T_L, T_{air}) (T_L - T_{air}) + \varepsilon \sigma (T_L^4 - a T_{air}^4) - q = \alpha_c (T_L - T_{air}) + \varepsilon \sigma T_L^3 T_L - \varepsilon \sigma a T_{air}^4 - q, \quad (9.5)$$

$$-\lambda_0 \left. \frac{dT}{dx} \right|_{x=0} + (-\alpha_c - \varepsilon \sigma T_L^3) T_L = -\alpha_c T_{air} - \varepsilon \sigma a T_{air}^4 - q. \quad (9.6)$$

Получается граничное условие 3 рода.

α_c - коэффициент теплопередачи между поверхностью почвы и воздухом.

q – радиационный поток от солнца. Коэффициент α_c можно расписать следующим образом:

$$\alpha_c (T_L, T_{air}) = 10 * (T_L - T_{air})^{0.33}. \quad (9.7)$$

Аппроксимация граничного условия:

$$\lambda_0 \frac{T_2^{n+1} - T_0^{n+1}}{2\Delta x} - \alpha_c {}^n T_1^{n+1} - \varepsilon \sigma (T_1^n)^3 T_1^{n+1} = -\alpha_c {}^n T_{air}^n - \varepsilon \sigma a (T_{air})^4 - q^n. \quad (9.8)$$

Точка 0 – фиктивная точка, значение температуры в этой точке будет выражаться.

Граничное условие на некоторой глубине:

$$-\lambda_L \left. \frac{dT}{dx} \right|_{x=L} = 0. \quad (9.9)$$

Аппроксимация:

$$\lambda_L \frac{T_{N+1}^{n+1} - T_N^{n+1}}{2\Delta x} = 0. \quad (9.10)$$

Приведем разностное уравнение к виду

$$aX_{i-1}^{k+1} + bX_i^{k+1} + cX_{i+1}^{k+1} = d, \quad (9.11)$$

$$\begin{aligned} & c_{s_i}^k X_i^{k+1} - c_{s_i}^k X_i^k \\ &= \frac{\Delta t}{\Delta x^2} \lambda_{i+0,5} X_{i+1}^{k+1} - \frac{\Delta t}{\Delta x^2} \lambda_{i+0,5} X_i^{k+1} - \frac{\Delta t}{\Delta x^2} \lambda_{i-0,5} X_i^{k+1} \\ &+ \frac{\Delta t}{\Delta x^2} \lambda_{i-0,5} X_{i-1}^{k+1} - \\ &- \frac{\Delta t}{\Delta x} C_i \left(\frac{J_i + |J_i|}{2} \right) X_i^{k+1} + \frac{\Delta t}{\Delta x} C_i \left(\frac{J_i + |J_i|}{2} \right) X_{i-1}^{k+1} - \frac{\Delta t}{\Delta x} C_i \left(\frac{J_i - |J_i|}{2} \right) X_{i+1}^{k+1} + \\ & \frac{\Delta t}{\Delta x} C_i \left(\frac{J_i - |J_i|}{2} \right) X_i^{k+1} + F_i^k. \end{aligned} \quad (9.12)$$

Коэффициенты, таким образом, можно привести к виду:

$$a = -\frac{\Delta t}{\Delta x^2} \lambda_{i-0,5} - \frac{\Delta t}{\Delta x} C_i \left(\frac{J_i + |J_i|}{2} \right), \quad (9.13)$$

$$b = c_{s_i}^k + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} \lambda_{i+0,5} + \frac{\Delta t}{\Delta x^2} \lambda_{i-0,5} + \frac{\Delta t}{\Delta x} C_i \left(\frac{J_i + |J_i|}{2} \right) - \frac{\Delta t}{\Delta x} C_i \left(\frac{J_i - |J_i|}{2} \right), \quad (9.14)$$

$$c = -\frac{\Delta t}{\Delta x^2} \lambda_{i+0,5} + \frac{\Delta t}{\Delta x} C_i \left(\frac{J_i - |J_i|}{2} \right), \quad (9.15)$$

$$d = c_{s_i}^k X_i^k + F_i^k, \quad (9.16)$$

Получится система линейных алгебраических уравнений, количество которых равно количеству ячеек. Для них можно составить матрицу:

$$M = \begin{pmatrix} b & c & & & & \\ a & b & c & & & \\ & a & b & c & & \\ & & & \dots & & \\ & & & & \dots & \\ & & & & a & b \end{pmatrix}. \quad (9.17)$$

Тогда систему линейных алгебраических уравнений для времени $n+1$ можно записать следующим образом:

$$MX^{n+1} = D. \quad (9.18)$$

Решалось данное матричное уравнение при помощи функции `solve` библиотеки `Numpy` языка программирования `Python`. В данном пакете системы матричных уравнений решаются с помощью LU разложения. Матрица раскладывается на произведение двух матриц: верхней треугольной и нижней треугольной. Если известно LU разложение матрицы M , то можно записать матричное уравнение следующим образом:

$$LUX^{n+1} = D. \quad (9.19)$$

Далее на первом шаге можно решить следующее уравнение:

$$Ly = D, \quad (9.20)$$

где $y = UX^{n+1}$. Поскольку матрица U является треугольной, решается система непосредственной подстановкой.

На втором шаге решается система

$$UX^{n+1} = y, \quad (9.21)$$

которую также можно решить методом подстановки.

Коэффициенты a , b , c для первого и последнего уравнения будут по виду отличаться из-за наличия граничных условий. Выразим T_0 :

$$T_2^{n+1} - T_0^{n+1} = \frac{2\Delta x}{\lambda_0} \alpha_c^n T_1^{n+1} + \frac{2\Delta x}{\lambda_0} \varepsilon \sigma (T_1^n)^3 T_1^{n+1} - \frac{2\Delta x}{\lambda_0} \alpha_c^n T_{air}^n - \frac{2\Delta x}{\lambda_0} \varepsilon \sigma a (T_{air})^4 - q^n, \quad (9.22)$$

$$T_0^{n+1} = T_2^{n+1} - \frac{2\Delta x}{\lambda_0} \alpha_c^n T_1^{n+1} - \frac{2\Delta x}{\lambda_0} \varepsilon \sigma (T_1^n)^3 T_1^{n+1} + \frac{2\Delta x}{\lambda_0} \alpha_c^n T_{air}^n + \frac{2\Delta x}{\lambda_0} \varepsilon \sigma a (T_{air})^4 + q^n. \quad (9.23)$$

Через уравнения для граничных условий и разностные уравнения можно избавиться в уравнениях от T_0 и найти значения коэффициентов b и c в первой строке и a и b – в последней.

Напишем разностные схемы для потока влаги и пара в почве:

$$\left(-D_{i-0,5} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}\right) \Theta_{i-1}^{n+1} + \left(1 + D_{i+0,5} \frac{\Delta t}{\Delta x^2} + D_{i-0,5} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}\right) \Theta_i^{n+1} + \left(-D_{i+0,5} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}\right) \Theta_{i+1}^{n+1} = \Theta_i^n + \Delta t \left(\frac{K_{i+0,5} - K_{i-0,5}}{\Delta x}\right) - f_{vw_i}. \quad (9.24)$$

Аналогичным образом это уравнение можно переписать:

$$a \Theta_{i-1}^{n+1} + b \Theta_i^{n+1} + c \Theta_{i+1}^{n+1} = d. \quad (9.25)$$

Коэффициенты в этом случае будут равны:

$$a = -D_{i-0,5} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}, \quad (9.26)$$

$$b = 1 + D_{i+0,5} \frac{\Delta t}{\Delta x^2} + D_{i-0,5} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}, \quad (9.27)$$

$$c = -D_{i+0,5} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}, \quad (9.28)$$

$$d = \Theta_i^n + \Delta t \left(\frac{K_{i+0,5} - K_{i-0,5}}{\Delta x}\right) - f_{vw_i}. \quad (9.29)$$

С учётом всех граничных условий. Для уравнение концентрации газа аналогично можно написать эти коэффициенты:

$$\begin{aligned}
(1 - s_i^{n+1})(C_{v_i}^{n+1} - C_{v_i}^n) &= \frac{\Delta t}{\Delta x} \left[D_{g_{i+0,5}} \left(\frac{C_{v_{i+1}}^{n+1} - C_{v_i}^{n+1}}{\Delta x} \right) - \right. \\
D_{g_{i-0,5}} \left(\frac{C_{v_i}^{n+1} - C_{v_{i-1}}^{n+1}}{\Delta x} \right) &\left. \right] + \Delta t \left(c \frac{RT_i^n}{M} \Theta_i^n * (C_{vs} H_r - C_{v_i}^{n+1}) \right),
\end{aligned}
\tag{9.30}$$

$$\mathbf{a} = -D_{g_{i-0,5}} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}, \tag{9.31}$$

$$\mathbf{b} = (1 - s_i^{n+1}) + D_{g_{i+0,5}} \frac{\Delta t}{\Delta x^2} + D_{g_{i-0,5}} \frac{\Delta t}{\Delta x^2} + \Delta t c \frac{RT_i^n}{M} \Theta_i^n C_{v_i}^{n+1}, \tag{9.32}$$

$$\mathbf{c} = -D_{g_{i+0,5}} \frac{\Delta t}{\Delta x^2}, \tag{9.33}$$

$$\mathbf{d} = (1 - s_i^{n+1}) C_{v_i}^n + \Delta t c \frac{RT_i^n}{M} \Theta_i^n C_{vs} H_r, \tag{9.34}$$

ГЛАВА 10. РЕЗУЛЬТАТЫ

Значения коэффициентов на гари и фоновом участке:

альбедо фонового участка – 0.26;

альбедо участка гари – 0.17;

$r_a = 50$, $r_s = 1000$;

LAI для кустарников, контроль: 0.21;

LAI для травяной растительности: 2;

средняя плотность листьев кустарника: 0.6 г/см³;

средняя масса биомассы на 1 га на гари: 5,321 т/га;

средняя масса кустарничков на контроле составила 3,22 т/га (ветви) и 3,27 т/га (листья);

$k_{des} = 0.0059$ мин⁻¹; $k_{reh} = 0.0054$ мин⁻¹.

Значение коэффициентов уравнения адсорбции для лишайника:

$h_1 = -4216$ Дж; $h_2 = 9103,2$ Дж; $B_0 = 5,08$; $C_0 = 0,79$; $W_0 = 0,072$.

Эмпирический параметр s для объемного источника пара $f_{vw} = 0.000021$.

Полевые данные представлены в Приложении.

Были получены модельные графики для фонового участка и для участка, задетого пожаром, а также было произведено сравнение с данными, полученными в полевых условиях. Заметны отклонения модели от измеренных значений, что может объясняться недостаточным количеством данных по конвективному теплообмену между почвой и атмосферой, по сферичности зерен, по тепловым свойствам почвы, по извилистости почвы, по

интенсивности испарения влаги с поверхности почвы, по особенностям адсорбции лишайниками рода *Cladonia*.

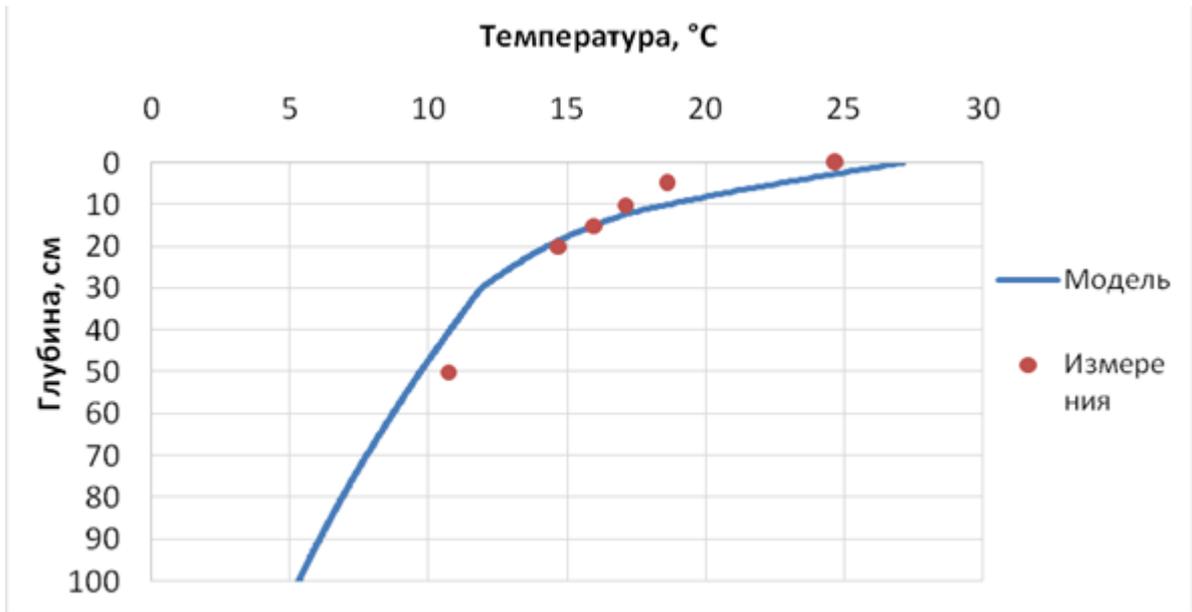


Рис. 3. Модель температурного профиля горелой почвы

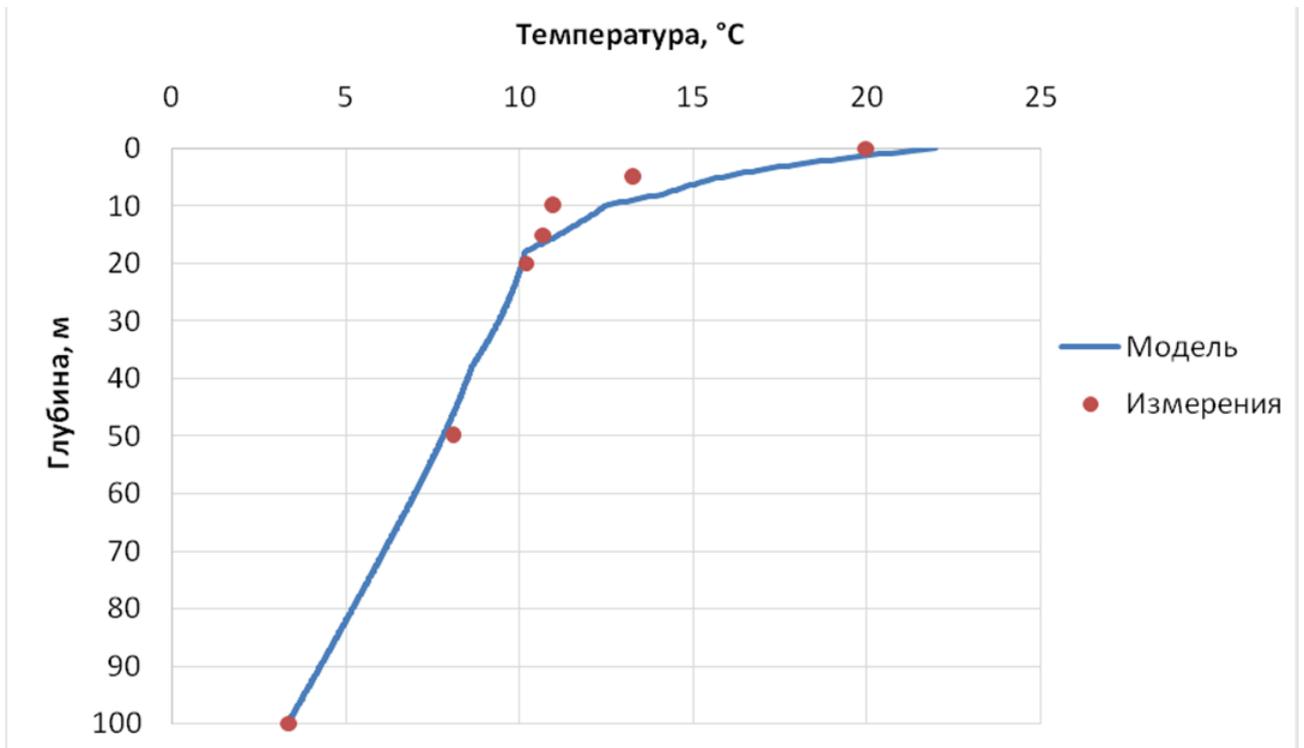


Рис. 4. Модель профиля температуры на фоновом участке

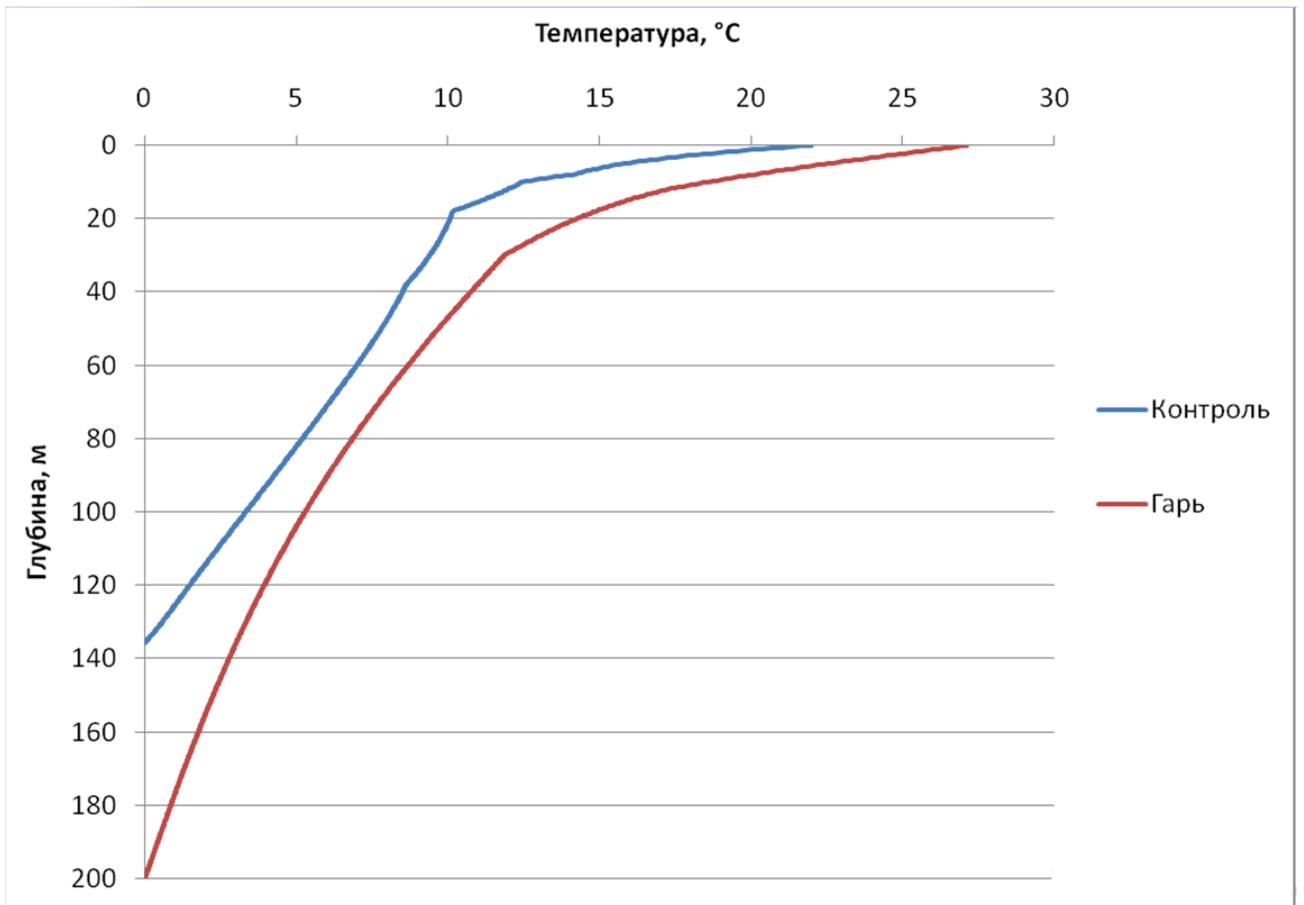


Рис.5. Сравнение модельных профилей температур гари и контроля

Также были построены модельные профили без учёта движения влаги и без учёта влияния растительного покрова для гари. Сравнение показало, что на глубине до 12 см температура почвы при отсутствии растительности больше, однако на больших глубинах температура меньше. Это может быть связано с тем, что, хотя поверхность почвы с растительности днем получает меньше энергии от излучения за счет большего альбедо, из-за переизлучения между почвой и растительным покровом в ночное время суток почва теряет меньше тепла.

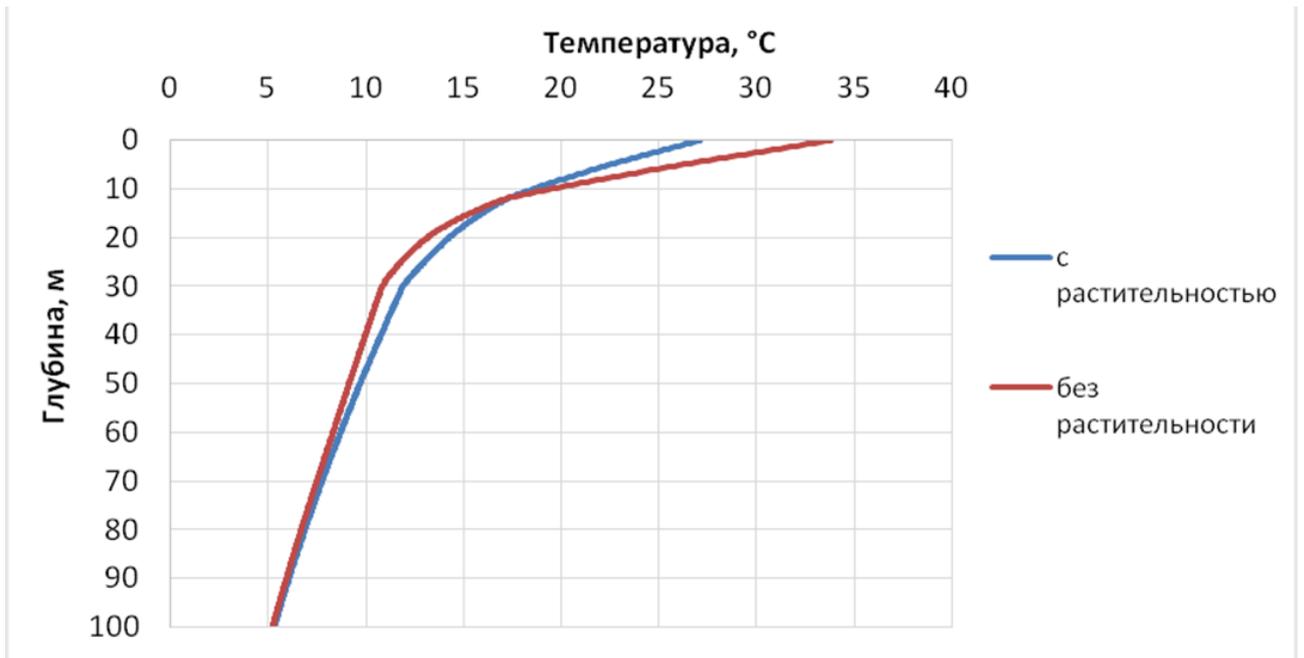


Рис.6. Сравнение моделей профиля почвы горелого участка с растительностью и без растительности

Движение влаги также влияет на распределение температуры в почве. Оно оказывает охлаждающий эффект на почву.

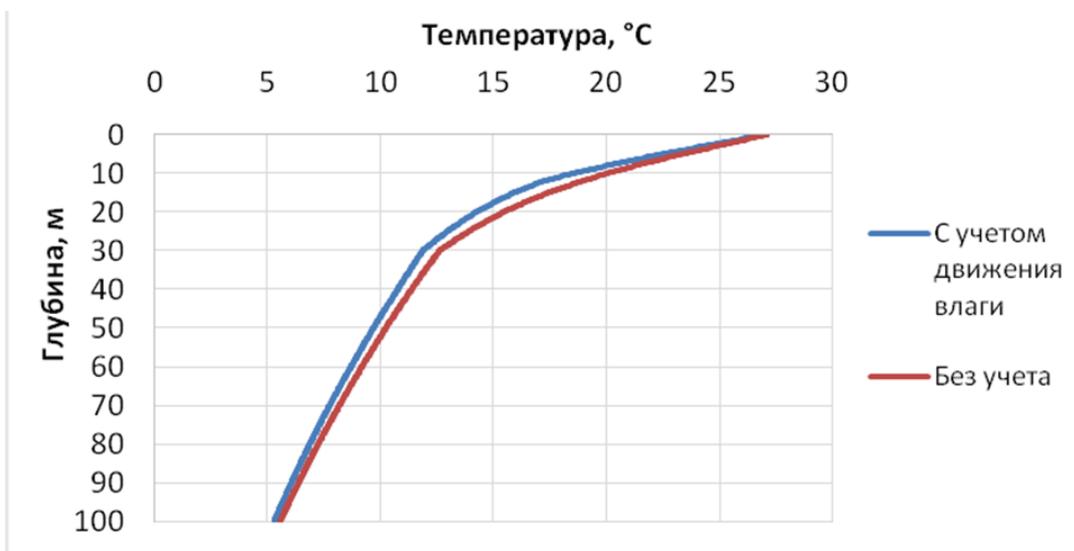


Рис.7. Сравнение моделей температур на гари с учетом движения влаги и без учета

Были получены модельные профили с учетом влияния лишайникового покрова и без учета. Оказалось, что гигроскопичность лишайника

незначительно влияет на распределение температуры. Лишайник оказывает значительный охлаждающий эффект за счет своей низкой теплопроводности и высокого альбедо.

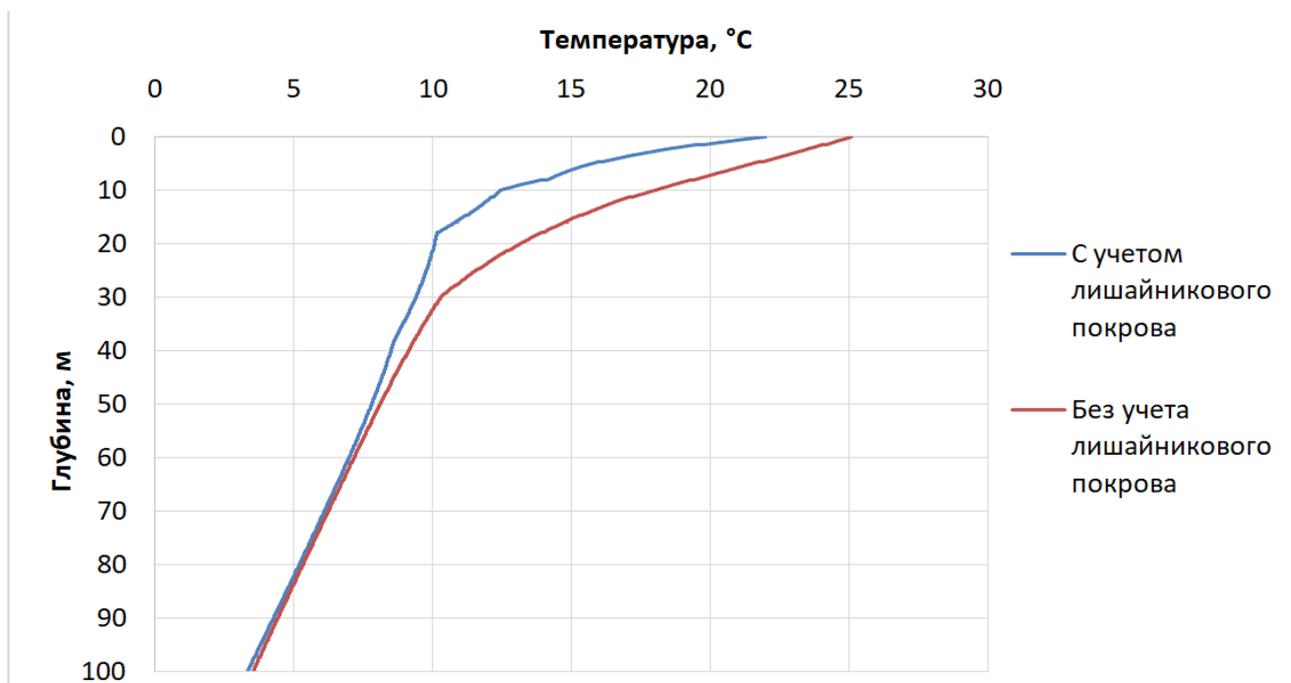


Рис. 8. Сравнение моделей профиля температур на контроле без учета лишайникового слоя и с его учетом

Были получены профили температур при разных значениях коэффициента LAI. Коэффициент LAI влияет на множество факторов: на проходящую солнечную радиацию, на транспирацию влаги растениями, на величину турбулентного теплообмена между поверхностью и воздухом. Все эти факторы влияют на охлаждение почвы, поэтому чем меньше коэффициент LAI, тем больше температуры в почве, что можно наблюдать на графике ниже.

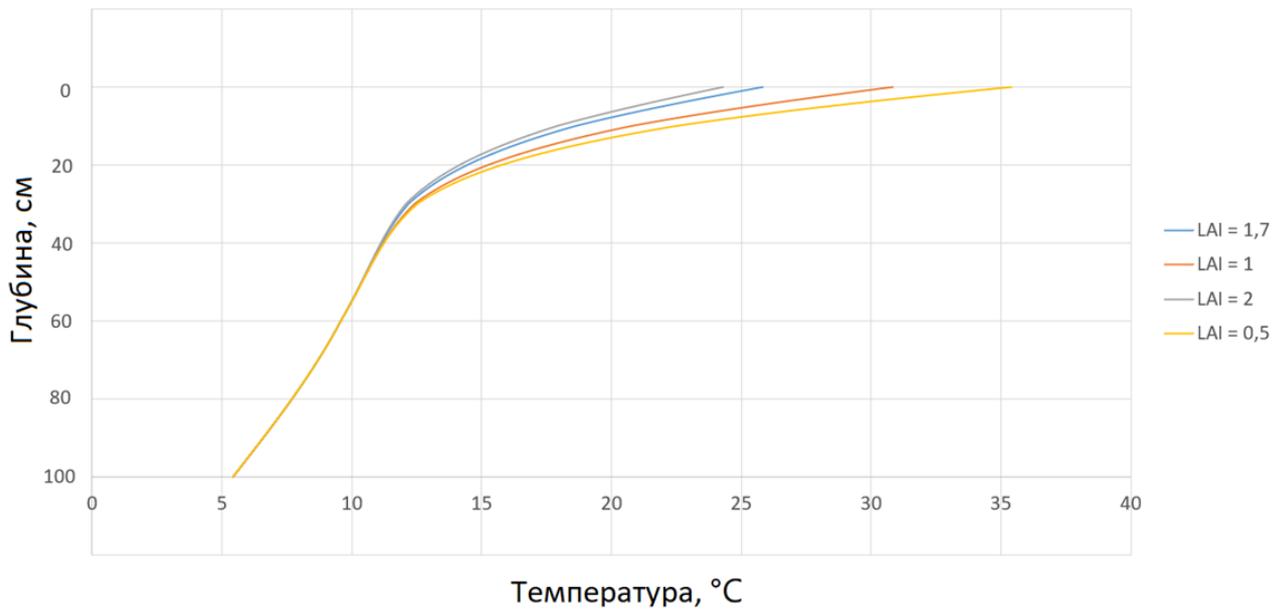


Рис. 9. Профили температур модели гари при разных коэффициентах LAI

Также были получены профили температур при различных значениях альбедо. Альбедо также заметно влияет на профиль температуры в почве.

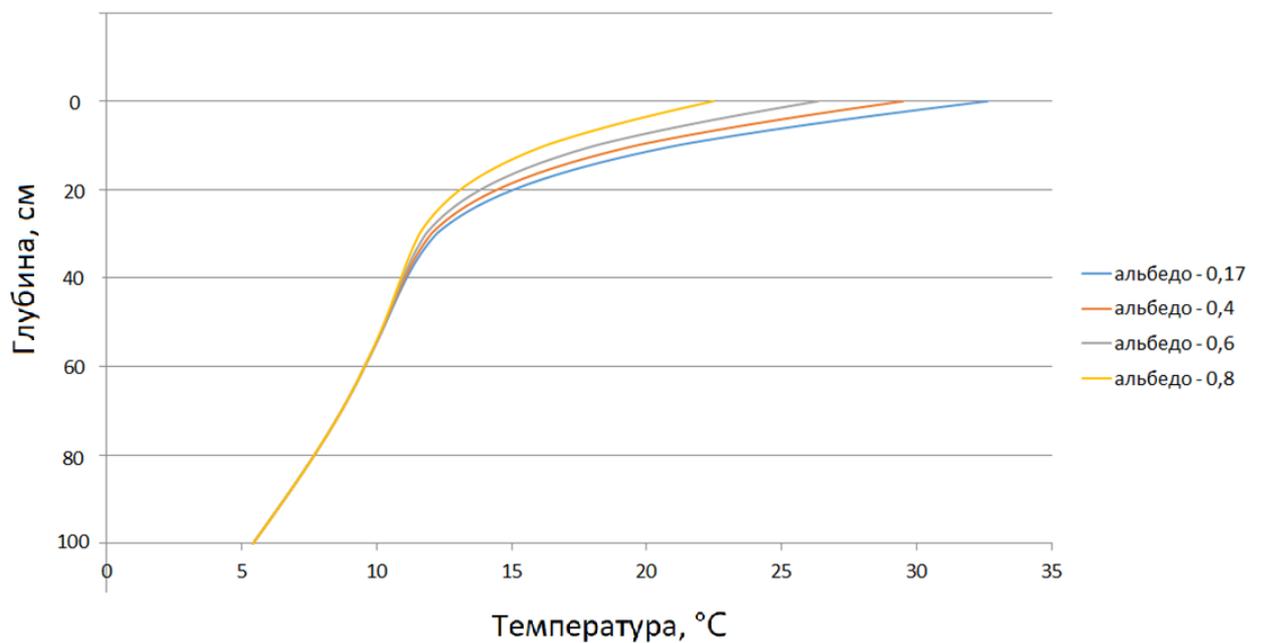


Рис. 10. Профили температур модели гари в зависимости от температур

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Измерения температуры показали, что средняя температура почвы горелого участка по всей глубине выше, чем фонового. Было вычислено при помощи датчиков излучения, что альbedo поверхности горелого участка ниже, чем у фонового. Это говорит о том, что первым энергия излучения поглощается больше. Измерение толщины и средней площади листовой пластины, а также данные по биомассе растений дали возможность посчитать коэффициент LAI для каждого из участков. Данные по влажности и температуре воздуха позволили построить граничные условия для уравнений.

Были созданы математические модели распределения тепла в почве на горелом и фоновом участках, учитывающие влияние растительного покрова, гигроскопичные и тепловые свойства лишайника, испарение и перемещение почвенной влаги, альbedo поверхности, конвективный теплообмен между воздухом и поверхностью.

Далее было получено численное решение системы уравнений математической модели с помощью программ, написанных на языке Python. Модели имеют отклонения от измеренных данных, что может говорить о нехватке данных для расчета необходимых коэффициентов. Результаты показали, что растительный и лишайниковый покровы, а также альbedo поверхности вносят наибольший вклад в распределение температур в почвах. Чем больше коэффициент LAI и альbedo поверхности, тем меньше температура почвы. Оказалось, что свойства лишайника адсорбировать влагу незначительно сказывается на распределение тепла. В то же время на температуру влияют потоки и испарение влаги в почвах. Для моделирования необходимо было учитывать границу между тальми и мерзлыми породами. Выделение и поглощение тепла и промерзания и оттаивания пород значительно влияют на профиль температуры.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Allen R. G. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1988.
2. Elena Palomo, Del Barrio, «Analysis of the green roofs cooling potential in buildings» // Energy and Buildings , 1998.
3. Farhadi L. et al. Estimation of land surface water and energy balance parameters using conditional sampling of surface states // Water resources research – 2013. – Vol. 50. - № 2. – P. 1805 – 1822.
4. Frankenstein S., Koenig G., «FASST Vegetation Models» // US Army Corps of Engineers, 2004
5. Hui-Hai Liu. Fluid Flow in the Subsurface History, Generalization and Applications of Physical Laws/ Liu Hui-Hai – Houston: Aramco Research Center, 2016. – P.237.
6. Jonsson, A.V., Moen J., Palmqvist K., «Predicting lichen hydration using biophysical models» //Physiological Ecology, 2008
7. Jänchen J., Meeßen J., Herzog T.H., Feist M., de la Torre R., deVera J.-P.P.,«Humidity interaction of lichens under astrobiological aspects: the impact of UVC exposure on their water retention properties» // International Journal of Astrobiology, Cambridge University, 2015
8. Jianting Zhu. Unsaturated cell model of effective thermal conductivity of soils //SN Applied Sciences – 2020. – Vol. 5. - № 1395.
9. Jianfeng Wang et al. A new approach to modelling the effective thermal conductivity of heterogeneous materials // International journal of heat and mass transfer – 2006. – P. 3075 – 3083.
10. Kutya T. V., Gerus V. A., Martynyuk P. M. Modelling of the moisture transfer in soils with regard for thermal and chemical factors // Journal of Mathematical Sciences – 2019. – Vol. 240. – № 2. – P. 208 – 219.

11. Kondo J., Saigusa N. Modelling the Evaporation from Bare Soil with a Formula for Vaporization in the Soil Pores // Journal of the Meteorological Society of Japan – 1994. – Vol. 72. – № 3. – P. 413 – 421.
12. Miranda M. et al. Modelling the Water Sorption Isotherms of Quinoa Seeds (*Chenopodium quinoa* Willd.) and Determination of Sorption Heats // Food and Bioprocess Technology – Vol. 5. – № 5. – P. 1686 – 1693
13. Normakhmad Ravshanov, Istam Shadmanov Mathematical modeling and research of heat and moisture transfer processes in porous media // Research Institute for the Development of Digital Technologies and Artificial Intelligence, Tashkent, 2021
14. Smits K. M. et al. Evaporation from soils under thermal boundary conditions: Experimental and modeling investigation to compare equilibrium and nonequilibrium-based approaches // Water resources research – 2011. – Vol. 47. – № 5.
15. Smits K. M. et al. An evaluation of models of bare soil evaporation formulated with different land surface boundary conditions and assumptions // Water resources research – 2012. – Vol. 48. – № 12.
16. Shaomin Liu et al. An intercomparison study on models of estimating The aerodynamic resistance // IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings – 2003.
17. Starikovicius V. The multiphase flow and heat transfer in porous media // Berichte des Fraunhofer ITWM – 2003. – № 55. – P. 37.
18. Thorpe, G. R., « Physical basis of aeration» // CRC Press, Boca Raton 2001
19. Thorpe G. R., Heat and moisture transfer in hygroscopic media: two contrasting analyses // Institute of Sustainability and Innovation, School of Architectural, Civil and Mechanical Engineering, Victoria University, 2007
20. Tahereh Asadi Large Evaporation Rates in Porous Media // Journal Of Biochemical Technology – 2019. - № 2. – P. 92 - 97

21. Silicon Pyranometer Smart Sensor (Part # S-LIB-M003) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://www.onsetcomp.com/files/manual_pdfs/6708-D-MAN-S-LIB.pdf - (Дата обращения: 05.05.22)
22. Williams M. et al. Boreal permafrost thaw amplified by fire disturbance and precipitation increases // Environmental research letters – 2020 – Vol. 15 – P.13.
23. Александрова Л. Н., Гречин И. П. Почвоведение. Москва: «Колос», 1969. 536 с.
24. Архангельская Т.А. Температурный режим комплексного почвенного покрова. Москва: издательство «ГЕОС», 2012. 281 с.
25. Алипова К. А., Богословский Н. Н. Задача Стефана для уравнения теплопроводности // Всероссийская молодежная научная конференция «Все грани математики и механики». Сборник статей. – 2016. – С. 92 - 99.
26. Боярская А.В. Моделирование теплового режима почв: методы, алгоритмы, результаты исследования: дис. магистра – Барнаул, 2010.
27. Болотов А.Г. Многослойная численная модель температурного режима почвы // Международный журнал «Инновационная наука» – 2015. – № 5. – С. 30 - 31.
28. Грибова С. А. Тундры. Л., 1980.
29. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд. Московского ун-та, 1967. 404 с.
30. Есельман Р.И., Устимович В.А. Численное решение задачи нестационарной теплопроводности в многослойных телах // Теплоэнергетика, 2006. С. 32 - 36.
31. Кауричев И. С.. Почвоведение. Москва: «Колос», 1975.
32. Кислицын А.А. Основы теплофизики. Тюмень: издательство ТюмГУ, 2002. 151 с.

- 33.Марчик Т.П., Ефремов А.Л. Почвоведение с основами растениеводства. Гродно: ГрГУ, 2006. 249 с.
- 34.Маслов А.Д., Осадчая Г.Г., Тумель Н.В., Шполянская Н.А. Основы геокриологии. Ухта: Институт управления, информации и бизнеса, 2005. 176 с.
- 35.Матвеев, Л.Т. Основы общей метеорологии. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1955. 858 с.
- 36.Плюсин И. И., Голованов А. И. Мелиоративное почвоведение. Москва: «Колос», 1983. 318 с.
- 37.Полякова Л.С., Кашарин Д.В. Учебное пособие «Метеорология и климатология». Новочеркасск: НГМА, 2004. С. 107.
- 38.Слѣзкин Н.А. Динамика вязкой несжимаемой. М.: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1955. 521 с.
- 39.Смирнов А.К., Смотрина Т.В., Емелина О.Ю. Закономерности сорбционных процессов в системе шрот // Вестник технологического университета – 2015. – Т.18 – №4 – С.45-49
- 40.Хворова Л. А., Брыксин В.М., Скобова Т.С. Моделирование теплового режима почвы с учетом приходящей длинноволновой радиации. Известия АлтГУ, 2005.
- 41.Чудновский А.Ф. Теплофизика почв. М.: Наука, 1976г. – 352 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Таблица 1

Свойства почвы

| Горизонт | Глубина, см | Насыщенность, % | Размер частиц, мм | | | | | Сферичность | Плотность почвы, г/см ³ | Пористость, % |
|----------|----------------|--------------------|-------------------|-----------|-----------|------------|---------|-------------|--|------------------|
| | | | 1-0,25 | 0,25-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,001 | < 0,001 | | | |
| О3 | 0-12 | 20 | - | - | - | - | - | - | 0,05 | 98 |
| A1h | 12-30 | 25 | 1 | 5 | 22 | 34 | 39 | 0,9 | 1,08 | 59 |
| Bh | 30-50 | 83 | 0 | 0 | 25 | 34 | 41 | 0,8 | 1,55 | 43 |
| Bg | 50-75 | 91 | 0 | 0 | 18 | 35 | 47 | 0,8 | 1,61 | 41 |

Таблица 5

Измерение температур почвы на разных глубинах на фоне при кучево-дождевых облаках 50%

| № точки | поверхность | 5 см | 10 см | 15 см | 20 см | 50 см | 100 см |
|---------|-------------|------|-------|-------|-------|-------|--------|
| 1 | 25,0 | 18,8 | 16,1 | 14,2 | 13,0 | 8,6 | 4,9 |
| 2 | 29,8 | 16,6 | 15,0 | 13,8 | 12,9 | 8,9 | 5,0 |
| 3 | 33,7 | 17,1 | 15,4 | 13,7 | 12,8 | 9,3 | 5,3 |
| 4 | 35,6 | 17,7 | 15,2 | 13,9 | 12,5 | 8,5 | 4,6 |
| 5 | 23,8 | 17,5 | 15,8 | 14,4 | 12,9 | 8,3 | 4,3 |

Таблица 6

Измерение температур почвы на разных глубинах на гари при кучево-дождевых облаках 80%

| № точки | поверхность | 5 см | 10 см | 15 см | 20 см | 50 см | 100 см |
|---------|-------------|------|-------|-------|-------|-------|------------------------|
| 1 | 27,4 | 18,6 | 17,1 | 16,0 | 14,7 | 10,7 | не проходит измеритель |
| 2 | 24,7 | 15,8 | 14,8 | 14,2 | 13,3 | 10,4 | |
| 3 | 24,7 | 16,6 | 14,6 | 13,9 | 13,3 | 10,2 | |
| 4 | 25,6 | 20,1 | 18,7 | 17,5 | 16,3 | 11,3 | |
| 5 | 24,4 | 21,0 | 19,7 | 17,8 | 16,0 | 11,0 | |

Таблица 7

Измерение квадратом на гари

| № | поверхность | Глубина, см | | | | | |
|----|-------------|-------------|------|------|------|------|-----|
| | | 5 | 10 | 15 | 20 | 50 | 100 |
| 31 | 38,3 | 16,8 | 14,8 | 14,5 | 13,1 | 11,6 | 7,1 |
| 32 | 36,0 | 16,7 | 15,3 | 14,0 | 13,2 | 11,0 | 6,7 |
| 33 | 37,9 | 16,8 | 15,2 | 14,2 | 13,8 | 11,6 | 7,5 |

Таблица 8

Измерение квадратом на контроле

| поверхность | Глубина, см | | | | | | |
|-------------|-------------|------|------|------|-----|-----|----------|
| | 5 | 10 | 15 | 20 | 50 | 100 | |
| 28,7 | 19,0 | 18,0 | 11,8 | 10,0 | 8,5 | 6,8 | кочка |
| 36,3 | 18,2 | 15,8 | 14,2 | 13,1 | 9,9 | 6,3 | между ко |
| 29,8 | 11,4 | 10,5 | 10,0 | 9,6 | 8,9 | 5,7 | кочка |

Таблица 9

Данные по влажности

| | | | | | | |
|-------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| время | 2:36 | 6:01 | 9:49 | 12:12 | 14:01 | 23:24 |
| Контроль, среднее | 81,164 | 83,046 | 54,476 | 42,236 | 39,776 | 87,048 |
| Погрешность | 0,3848 | 0,6808 | 0,4528 | 4,9144 | 0,9168 | 0,1304 |
| время | 2:11 | 5:33 | 9:18 | 13:25 | 18:00 | 22:48 |
| Гарь, среднее | 81,792 | 83,728 | 51,914 | 35,654 | 43,398 | 79,212 |
| Погрешность | 0,3256 | 0,1096 | 0,7072 | 0,5192 | 1,6744 | 0,3056 |